

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS
Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera



**MODELO DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA:
APLICACIÓN A LA PENÍNSULA IBÉRICA**

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR

Estrella Gutiérrez Marco

Bajo la dirección del doctor
Emiliano Hernández Martín
Madrid, 2009

• ISBN: 978-84-692-0068-1

©Estrella Gutiérrez Marco, 2008

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

Facultad de Ciencias Físicas

Departamento de Astrofísica y Ciencias de la
Atmósfera



MODELO DE RADIACIÓN ULTRAVIOLETA: APLICACIÓN A LA PENÍNSULA IBÉRICA

Tesis Doctoral

Estrella Gutiérrez Marco

Madrid, 2008

Emiliano Hernández Martín, Catedrático del Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Universidad Complutense de Madrid.

CERTIFICA:

Que la presente memoria, "Modelo de Radiación Ultravioleta: Aplicación a la Península Ibérica", ha sido realizada bajo mi dirección en el Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera de la Facultad de Ciencias Físicas de la Universidad Complutense de Madrid por Dña. Estrella Gutiérrez Marco, y que constituye su tesis para optar al grado de Doctora en Ciencias Físicas.

Y para que conste, firma la presente certificación en Madrid, a 18 de octubre de 2007.

A mis padres

Agradecimientos

La culminación del presente trabajo no habría sido posible sin el apoyo prestado por diversas personas e instituciones que han facilitado la resolución de los múltiples problemas planteados en las diferentes fases de su elaboración.

En este sentido, deseo expresar mi más profundo agradecimiento a mi director, Dr. Emiliano Hernández Martín, porque sin él este trabajo no habría sido posible. Por su ayuda. Por su paciencia. Por su tesón. Por su forma de trabajo, seria y precisa. Por su apoyo incondicional. Por su ayuda constante, enseñanzas y orientaciones. Por su confianza en mí con el paso de los años. Por su amistad.

Gracias a José Luis Camacho, mi marido, por compartir conmigo con toda la ilusión y seriedad el desarrollo de este trabajo. Su ayuda y apoyo en todo momento han sido cruciales para llevar a buen término este proyecto.

Igualmente deseo expresar mi gratitud a mis profesores del Departamento de Astrofísica y Ciencias de la Atmósfera durante la especialidad y el tercer ciclo, y ahora amigos, Gregorio Maqueda y José L. Cano. Gracias a los profesores María Teresa del Teso por su simpatía y su apoyo, y a Ricardo García Herrera por sus precisos comentarios y sugerencias durante el desarrollo de este trabajo.

Gracias a la Subdirección General de Climatología y Aplicaciones del INM, y en especial al Dr. Antonio Labajo Salazar por su apoyo incondicional y sus precisas apreciaciones y sugerencias.

Agradezco también la colaboración prestada por la Dra. Natalia Chubarova, del Observatorio Geofísico Central de Moscú, por sus valiosos comentarios sobre el comportamiento de la radiación ultravioleta.

Gracias por supuesto a mi familia: a mis padres, a Juan Carlos, mi hermano, y a Isabel. A mis dos hijas, Irene e Inés, y a mis otras niñas, Isa y María, mis sobrinas. Gracias por el soporte que representan siempre en el tiempo.

Por último, gracias a mis colegas y amigos Sergio Coterá y Juan Sánchez, por su ayuda en la edición de este trabajo.

Índice general

Introducción general	3
1. Introducción	5
1.1. Antecedentes	5
1.2. Factores que influyen en la radiación ultravioleta	8
1.3. Centros de recolección de datos de ultravioleta	11
1.4. Objetivos	14
2. Fundamentos teóricos	17
2.1. Espectro solar	17
2.2. Distribución de la radiación ultravioleta	18
2.3. Mecanismos de formación-destrucción del ozono	24
2.4. Flujo solar	27
2.5. Efectos del albedo	28
2.6. Dispersión atmosférica. Efecto de los aerosoles	29
2.7. Efectos de la radiación UV en los seres vivos	31
3. Instrumentos de medida de UV	37
3.1. Instrumentación. Errores	37
3.2. Espectrofotómetro Brewer	40
3.3. Piranómetros de banda ancha YES-UVB1	46
3.4. Medidas de radiación solar	47

3.5. Medidas desde satélite	50
3.5.1. SBUV y SBUV/2	52
3.5.2. OMI : Espectrómetro de Medida de Ozono	54
4. Instrumentos y medidas utilizados	57
4.1. Espectrofotómetro Brewer	58
4.2. Piranómetro YES UVB-1	59
4.3. Controles de calidad	61
4.3.1. Evolución de ficheros de referencia UVR y test	62
4.4. Índice Ultravioleta (UVI)	64
4.5. Medidas de insolación en Madrid 1996-2002	66
5. Estudio para el caso de Madrid	79
5.1. Radiación global. Evolución anual en Madrid. Relación con la nubosidad	79
5.2. Radiación global 1994-2003. Madrid	81
5.3. Radiación ultravioleta. Brewer 070	87
5.4. Radiación ultravioleta. YES UVB-1	96
5.5. Evolución del índice UVI	100
5.6. Comparación de medidas	105
5.7. Conclusiones	109
6. Modelización de la radiación UVB	111
6.1. Introducción	111
6.2. Exploración del comportamiento de la serie	113
6.3. Modelos sencillos de correlación multivariante	122
6.4. Modelo de predicción autorregresivo con regresores	126
6.5. Análisis de cluster	130
6.6. Variación espacial en la Península Ibérica	139
6.7. Conclusiones	145

7. Caso de estudio. UVB en Madrid	147
7.1. Introducción	147
7.2. Situación sinóptica	148
7.3. Evolución diaria de las variables relacionadas	169
7.4. Conclusiones	173
8. Conclusiones	177
BIBLIOGRAFÍA	182
APÉNDICES	199
A. Generalidades teóricas	201
A.1. El espectro electromagnético	201
A.2. Magnitudes de radiación	202
A.3. Leyes básicas de la radiación	206
A.4. Equilibrio entre materia y radiación	210
A.5. Índice ultravioleta	211
A.6. Unidades de medida de total de ozono en columna	212
B. Caso de estudio. Tablas de datos.	213
C. Caso de estudio. Mapas sinópticos	219
D. Acrónimos	225
E. Páginas web	229

Capítulo 1

Introducción

1.1. Antecedentes

En las últimas décadas la medida de la Radiación Ultravioleta (UV) ha incrementado progresivamente su importancia, en paralelo con la monitorización del adelgazamiento de la capa de ozono observada desde finales de la década de los 70 del siglo pasado. En el último cuarto del siglo XIX, se descubrió el importante papel que tenía el ozono al absorber radiación en ciertas longitudes de onda del ultravioleta y en la modulación de la cantidad total de esta radiación que llegaba a la superficie de la Tierra (Cornu, 1879), (Hartley, 1880). La cantidad más importante perteneciente a la Ultravioleta A es relativamente inocua para la vida animal y vegetal, pero otra parte de esta radiación que alcanza la superficie, aquella de mayor contenido energético, puede tener un impacto muy elevado en el desarrollo o en la alteración de las células vivas.

El principal responsable de este hecho es la radiación Ultravioleta B (UVB en adelante) que está constituida por las radiaciones comprendidas entre 280 y 315 nm del espectro electromagnético. Los efectos que la evolución de la capa de ozono tiene sobre la radiación ultravioleta están documentados en diferentes fuentes. Por ejemplo, Madronich (1998) estimaba el incremento de la radiación capaz de producir quemaduras en un 7 % en invierno

y en primavera en latitudes medias con respecto a los niveles de 1970 y de un 4% en las mismas latitudes en verano. La disminución del espesor de la capa de ozono, el incremento de las actividades al aire libre, y la moda del bronceado, han hecho que el número de casos de cáncer de piel haya crecido en las dos últimas décadas (Amstrong, 1994). Otro estudio relacionado con pacientes del Reino Unido muestra el aumento previsto de casos de cáncer de piel por el aumento de radiación ultravioleta y por el aumento de temperaturas asociado al cambio climático que propicia una mayor exposición de la piel al sol para broncearse (Diffey, 2004).

La variabilidad diurna y anual de la radiación solar UV está gobernada por parámetros astronómicos y geográficos, y por las condiciones atmosféricas a lo largo de cada día. Las actividades humanas afectan a la atmósfera, cambiando su composición química como por ejemplo al introducir contaminantes en el aire que provocan efectos sobre la capa de ozono. Todos estos factores afectan directa o indirectamente a la radiación UV que llega a la superficie terrestre.

Las medidas de irradiancia en la región ultravioleta del espectro pueden variar mucho a lo largo del tiempo para un mismo punto, y de un área espacial en el mismo intervalo temporal.

La irradiancia en la región del espectro del UV varía en varios órdenes de magnitud desde la longitud de onda más corta hasta la más larga. Por ello su medida requiere de instrumentos del más alto nivel capaces de discriminar y medir correctamente en cada longitud de onda con la debida precisión.

El ozono tiene un papel particularmente importante en la modulación de la radiación ultravioleta que llega a la Tierra. Por ello, cualquier factor que afecte al contenido total de dicho gas, afecta también al total de la radiación ultravioleta.

El ozono en la atmósfera se concentra principalmente en una región de la estratosfera que recibe el nombre de “capa de ozono” o el más técnico de “ozonosfera”. La importancia de la presencia de compuestos de cloro en la estratosfera en la evolución de dicha capa fue puesta de manifiesto ya en los años 70 de manera teórica (Molina y Rowland, 1974), (Crutzen, 1970, 1971 y 1974).

Estos estudios se publicaron en la década de los 70 del pasado siglo, pero no fue hasta la década siguiente cuando las mediciones de los niveles de ozono sobre la Antártida, con la constatación de la desaparición de una importante fracción del total de ozono en columna sobre una significativa porción de dicho continente en los comienzos de la primavera austral, según mediciones realizadas desde tierra o mediante ozonosondeos (Chubachi, 1985), pusieron de manifiesto la amplitud del problema real que afectaba a la capa de ozono.

Durante la década de los años 80 del pasado siglo, se incrementaron en número e importancia las medidas realizadas en diferentes puntos del planeta. De particular importancia fue el análisis de series de medidas de ozono en observatorios en los que existían series de observaciones largas como, por ejemplo, el observatorio de Arosa en Suiza. Fruto de ello fueron una serie de trabajos en los que se puso de manifiesto que durante las décadas de 1970 y 1980 se estaba produciendo un declive en los niveles de ozono estratosférico (Stachelin et al., 1998a,b).

Consecuencia de esta investigación fue el movimiento internacional que condujo a la firma del Protocolo de Montreal en 1987 para evitar la contaminación con sustancias que provocaran daños en la capa de ozono.

También promovido por estas investigaciones, los estudios de ozono se ligaron a los de los niveles de radiación ultravioleta. Este conjunto de medidas adicionales han confirma-

do que el decrecimiento en los niveles de ozono ha provocado un incremento global en la radiación ultravioleta tal y como se refleja en UNEP/WMO (2002).

1.2. Factores que influyen en la radiación ultravioleta

El comportamiento de la UVB muestra un alto grado de variabilidad en el tiempo con ciclo diario y anual, pero también en el espacio (Verdebout, 2003). Este último depende de la latitud, altitud (Bais, 1993), de los cambios en el espesor de la capa de ozono (Hermann, 1996), y también de los aerosoles (Vergaz, 2001). Estos dos últimos actúan en proporción inversa llevando sus incrementos a reducciones en los valores de UVB registrados. En cambio, valores elevados del albedo de la superficie alrededor del instrumento de medida conlleva un incremento de las medidas de radiación UVB (Seckmeyer, 2001).

En lo que respecta al ozono atmosférico, la radiación solar UV es absorbida y dispersada en la atmósfera. La radiación UVC (entre 200 y 280 nm) es absorbida en su totalidad en la estratosfera y en la termosfera por el oxígeno y por moléculas de ozono. La mayor parte de la radiación UVB es absorbida en la estratosfera por el ozono. A la superficie terrestre solo llega radiación UV compuesta en su mayoría por radiación UVA, y una fracción de UVB. Como el ozono es el principal absorbente de la radiación UVB, la intensidad de la misma en la superficie terrestre depende del espesor total de la columna de ozono.

Un factor que describe la sensibilidad de la intensidad de la radiación UVB a los cambios en el ozono total es el denominado Factor de Amplificación de la Radiación, RAF, (Madronich, S., 1993). Para pequeños cambios en el grosor de la capa de ozono el factor RAF representa el porcentaje de cambio en la intensidad UVB para un cambio de un 1% en la columna total de ozono. Para estimar la irradiancia dañina, la comisión internacional CIE (Commission Internationale de l'Eclairage), por ejemplo para la radiación

UV eritematógenamente efectiva, y variando la elevación solar y el ozono, el factor RAF varía en el rango 1,1 – 1,3. (McKinley, 1987).

Otro factor que afecta a las cantidades medidas de radiación instantánea y que tiene gran influencia en los totales diarios según la época del año es la *elevación solar*, el ángulo entre el horizonte y la dirección del Sol. En ocasiones se emplea el ángulo solar cenital en lugar de la elevación solar: el ángulo entre el cénit y la dirección del Sol. Para elevaciones solares altas la radiación UV es más intensa debido a que los rayos solares atraviesan un camino menor a través de la atmósfera, pasando por una menor cantidad de absorbentes. La radiación solar, al depender fuertemente de este factor, varía con la latitud, estación y hora, siendo mayor en los trópicos en verano y al mediodía tal y como puede verse en la figura 1.1.

La *altitud* es otro factor relevante, ya que la radiación UV aumenta con la altitud debido a que conforme va penetrando desde las capas exteriores hacia el interior, la radiación directa va disminuyendo por absorción o por dispersión. Durante el año 2002 se han realizado medidas mediante una combinación de espectrofotómetros, piranómetros de banda ancha, y fotómetros solares instalados a diferentes altitudes en el macizo del Veleta (Granada), donde, si bien el efecto neto es complejo de medir, se constata un aumento de la radiación biológicamente activa entre un 11 % y un 14 % por cada 1000 metros de elevación (Lorente, 2004).

La importancia de dicho factor en la población es de tal magnitud que en países tropicales o subtropicales ha obligado a realizar estudios de impacto en los que se propone la implantación de medidas preventivas para proteger a los escolares de la sobre-exposición a los rayos solares. En particular, en un estudio realizado con escolares en San Luis de Potosí en México, a 1800 metros de altura sobre el nivel del mar, se justifica la implantación de medidas preventivas durante al menos el periodo de mayor exposición (de marzo a

junio), ya que en estos meses se recibe el 51 % de la dosis anual de radiación ultravioleta. Los autores de este estudio proponen la reducción de un 20 % de la exposición diaria de los escolares al sol (unos ocho minutos al día). Con ese ahorro, en el periodo de 20 años de actividades escolares se ahorrarían aproximadamente dos años y cuatro meses de dosis de radiación, un promedio de $39\,495\text{ J/m}^2$ menos sobre la dosis total acumulada en la vida escolar. Hay que considerar que la exposición a los rayos ultravioleta tiene efectos acumulativos (Castanedo-Cázares, 2003).

Teniendo en cuenta que en la superficie terrestre la radiación solar se puede considerar dividida entre una componente directa y una componente difusa (dispersa), siendo la primera la parte de la radiación que pasa directamente por la atmósfera sin ser dispersada ni absorbida por moléculas de aire y partículas como aerosoles o gotas de agua, y la segunda aquella parte de la radiación que ha sido dispersada al menos una vez antes de llegar a la superficie, es preciso conocer otros factores que alteran el cociente entre ambas fracciones.

La dispersión depende fuertemente de la longitud de onda. El cielo se ve azul debido a que la radiación azul se ve afectada en mayor medida por la dispersión que las demás longitudes de onda. La radiación UVB está compuesta por una mezcla aproximadamente al 50 % de radiación directa y difusa.

Las nubes y el polvo afectan de manera importante a la cantidad de UV que se mide en el instrumento situado en la superficie terrestre. La radiación UV es mayor, generalmente, para cielos totalmente despejados, ya que las nubes normalmente reducen la cantidad de radiación UV, dependiendo su atenuación del espesor y tipo de éstas (Chubarova, 2000). En condiciones de polvo en suspensión, situación frecuente en Canarias y en zonas del centro y sur de la Península Ibérica, la radiación es dispersada y da lugar a una disminución de la radiación directa y global (Vergaz, 2001).

Es interesante notar que aproximadamente un 95 % de la radiación UV penetra en el agua y hasta un 50 % llega hasta una profundidad de 3 metros (Carreño et al. 2002).

1.3. Centros de recolección de datos de ultravioleta

El Centro mundial de datos de ozono y radiación ultravioleta (WOUDC de sus siglas en inglés: World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre), es uno de los cinco centros mundiales de datos que forman parte de la Vigilancia Global de la Atmósfera (GAW de sus siglas en inglés: Global Atmosphere Watch), y que a su vez forman parte del programa de la Organización Meteorológica Mundial, World Meteorological Organization (WMO).

El WOUDC es operado por la División de Estudios Experimentales (ESD de sus siglas en inglés: Experimental Studies Division) del Servicio Meteorológico de Canadá, Meteorological Service of Canada (MSC), formalmente AES, Servicio de la Atmósfera y el Medio Ambiente, en Toronto. La página web puede verse en el apéndice.

El origen del WOUDC se remonta al año 1960, y en principio recogía únicamente datos de ozono denominándose Centro Mundial de Datos de Ozono, WODC. Este centro publicó sus primeros datos en el año 1964. En junio de 1992 la AES aceptó incluir datos de radiación ultravioleta atendiendo una petición de la WMO. Fue entonces cuando el centro pasó a llamarse WOUDC con sus dos componentes: el WODC y el Centro de Datos de Radiación UV (WUDC)

En la actualidad en el WOUDC se registran seis categorías o tipos de datos de ozono, y tres tipos de datos UV. El archivo de datos de ozono contiene las siguientes categorías: perfiles verticales Lidar, perfiles verticales de Ozonosondeos, Ozono total en columna (va-

lores diarios y mensuales), ozono en superficie (resúmenes diarios), y perfiles verticales Umkehr N-value y C-Umkehr. Por su parte, el archivo de datos UV contiene tres categorías: banda ancha (broad), multi-banda, y espectral.

Los datos almacenados provienen de más de 80 instituciones dedicadas, en todo el mundo, al monitoreo del ozono y de la radiación ultravioleta. El archivo se realiza sobre una base voluntaria, sujeto a controles de calidad de cada institución, que deben de ser comunicados al Centro. En la figura 1.1 se puede ver un ejemplo de gráfico procesado con la evolución anual del índice de radiación ultravioleta en la estación de Mauna Loa (Hawaii). El conjunto de datos recolectados se compila anualmente en un CD-rom.

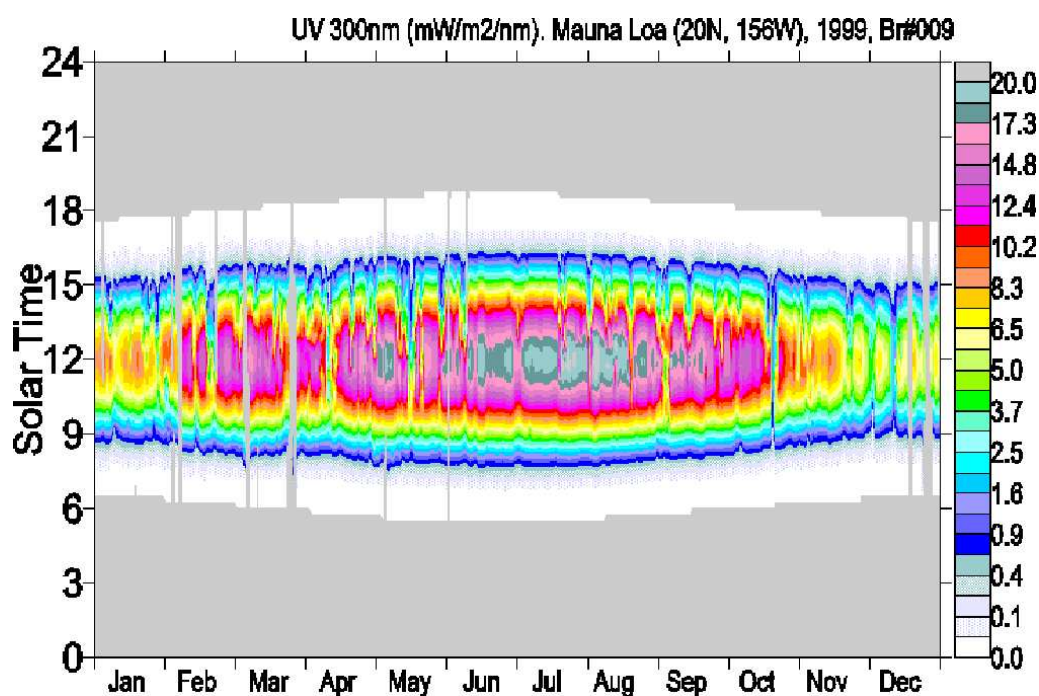


Figura 1.1: Evolución anual y diaria del índice ultravioleta en el observatorio de Mauna Loa (Hawaii). Fuente:WOUDC.

Otra organización dedicada a la realización de este tipo de tareas de recolecta de datos mundiales de ozono y UV es la Universidad de Tesalónica, en Grecia, que se constituyó en

Centro de Elaboración de mapas de ozono por encargo de la WMO. Su página web es la que aparece en el apéndice E.

Muchos de los datos que se registran en las instituciones españolas van a parar a estos centros, y pueden consultarse. Sin embargo, en el presente trabajo se ha dispuesto de la información facilitada por el Instituto Nacional de Meteorología (INM) dependiente del Ministerio de Medio Ambiente, en sus observatorios, y principalmente en los datos de radiación ultravioleta y ozono del situado en la Ciudad Universitaria de Madrid.

Los registros de datos de UV comenzaron en Madrid al principio de la década de 1990. Tras pasar determinados controles de calidad, en el presente trabajo se seleccionó un periodo de siete años, entre 1996 y 2002, para realizar un análisis de la variabilidad estacional y diaria de la radiación solar UVB en el centro de la Península Ibérica, para el que se utilizaron un espectrofotómetro Brewer MKIV y un piranómetro de banda ancha YES UVB-1. Estos dos instrumentos proporcionan valores integrados diariamente de acuerdo con el espectro de Diffey, aunque tengan diferentes procedimientos para realizar sus medidas. Al ser de banda ancha, el piranómetro YES proporciona registros con menor número de saltos, por lo que se utiliza para la medida y el análisis de valores extremos de la radiación ultravioleta, a través del índice de radiación ultravioleta, UVI de sus siglas en inglés: ultraviolet index. La relación entre los valores de UVB con los de ozono, nubosidad, y radiación visible, ha sido ya descrita en numerosos trabajos. En este caso se muestran tales relaciones para la ciudad de Madrid, incluyéndose asimismo los problemas específicos que se encuentran al intentar aislar el efecto de cada factor. Algunas de las relaciones encontradas pueden ser útiles para obtener valores de UVB a partir de datos registrados de radiación visible y de nubosidad. Por último, se realizará un estudio detallado de diez días de junio de 1997, cuando se registró un máximo de valores diarios de la serie, que ponen de manifiesto la fuerte correlación entre el contenido total de ozono y la variabilidad diaria de UVB para cantidades similares de radiación incidente.

En la figura 1.1 se aprecia la evolución diaria del Índice de Radiación Ultravioleta (UVI) cuya definición se puede consultar en el Apéndice, para la estación de Mauna Loa en Hawaii. Esta estación está situada en los trópicos y a gran altura sobre la falda del volcán del mismo nombre, por lo que no le afecta la nubosidad durante gran parte del año. En ella podemos ver la importancia que puede tener la radiación UV en este caso extremo. Señalemos que un valor del UVI de 11 para Madrid se puede considerar extremo. También ilustra la facilidad de acceso a la información, se ha obtenido de la página web del WOUDC.

1.4. Objetivos

El objetivo principal de este trabajo es mejorar el conocimiento del comportamiento de la radiación ultravioleta sobre Madrid y otros puntos de la Península Ibérica en su faceta de interés para las actividades del hombre. Para llegar a él, se precisan series de datos de irradiancia global diaria integrada modificada según su efecto eritemático sobre la piel humana.

Como la serie más larga y más consistente de que se dispone en la Península Ibérica es la de Madrid, se hará especial énfasis en su estudio presentando el comportamiento climático de la radiación ultravioleta B y su relación con los factores principales que la regulan, fundamentalmente la nubosidad y el ozono.

Al existir dos instrumentos de características diferentes se realizará un estudio estadístico por separado de las series de la misma magnitud proveniente de ambos, y posteriormente se hará un estudio comparativo y se obtendrán relaciones estadísticas entre ambas series.

Otro de los objetivos marcados en este trabajo es la obtención de modelos simples estadísticos que representen la evolución de la UVB sobre Madrid, así como evaluar el Factor de Amplificación de la Radiación del ozono para el caso de cielos despejados y condiciones de radiación similares. A continuación se hará una comparación del comportamiento de la radiación UVB en varios puntos de la Península Ibérica.

Finalmente, para ilustrar el impacto de las variaciones del ozono en la ocurrencia del máximo de radiación ultravioleta en el periodo considerado en Madrid, y obtener pautas para un desarrollo de modelos de alerta a la población frente a las amenazas de la radiación ultravioleta, se realiza un estudio de caso alrededor de la fecha de dicho máximo mediante el uso de información sinóptica y satelital.

Capítulo 2

Fundamentos teóricos

2.1. Espectro solar

La radiación electromagnética se clasifica en bandas de acuerdo a su longitud de onda (o a su frecuencia). Las bandas más utilizadas y que comprenden la práctica totalidad de la radiación solar y terrestre son la radiación ultravioleta (100 nm - 400 nm), radiación visible (400 nm - 700 nm), infrarrojo próximo (0.7 mm - 20 mm), infrarrojo lejano (20 mm - 1 mm), y microondas (de 1 mm en adelante).

El ojo humano puede detectar longitudes de onda entre 400 nm y 700 nm, por lo que a esta región se le llama *región visible del espectro*. Todos los colores de la luz están comprendidos en esta pequeña región. En la parte alta del espectro se halla la luz roja, con longitudes de onda alrededor de 630 nm, mientras que en el otro extremo está la luz azul, alrededor de 430 nm, y la luz violeta, alrededor de 410 nm. La siguiente banda de radiación de longitud de onda más corta que la violeta, recibe el nombre de *ultravioleta*.

La radiación solar en la cima de la atmósfera contiene una cantidad apreciable de radiación ultravioleta, que es más energética que la luz visible. Dentro de esta región se establecen tres categorías cuyos límites están fijados por determinadas longitudes de on-

da, pero que se caracterizan por su *muy diferente contenido energético* y por su *capacidad de afectar a los organismos vivos*.

2.2. Distribución de la radiación ultravioleta. Efecto del ozono en su distribución

La radiación UVC, está comprendida entre 200 y 280 nm. A la superficie de la Tierra no llegan fotones de estas longitudes de onda.

La radiación UVB, está comprendida entre 280 y 315 nm, y es el objetivo principal de este trabajo. Hay que mencionar que algunos autores admiten como límite de la UVB el valor 320 nm, si bien la Comisión internacional CIE fija el valor de 315 nm, por lo que se aceptará dicho límite en el presente trabajo (CIE, 1987). Finalmente la radiación UVA o ultravioleta A, está comprendida entre 315 y 400 nm.

La UVB sí llega a la superficie de la Tierra, y provoca efectos sobre los seres vivos. Sin embargo, la cantidad total de radiación que llega en cada una de las longitudes de onda de esta parte del espectro es muy desigual. En las longitudes de onda más corta, la cantidad de radiación es muy pequeña, sin embargo, estas longitudes de onda son las que pueden provocar el mayor efecto biológico en la piel humana o en las células vivas animales y vegetales en general (Diffey, 1991).

En la figura 2.1, se ilustra la dependencia de la cantidad de radiación ultravioleta que se mide en la superficie terrestre con la longitud de onda. La muy importante disminución de la cantidad que llega por debajo de 330 nm se debe a la absorción de la radiación ocasionada por el ozono atmosférico. Los cambios en el contenido total de ozono afectan al total de radiación, tal y como se puede ver en la figura cuando se compara la curva de

la radiación $F(\lambda)$ medida en la superficie de la Tierra para un valor de contenido total de ozono en columna de 250 Unidades Dobson (UD), y otra para un valor de 348 UD. En el anexo puede verse el significado de las Unidades Dobson. El valor 348 correspondería a un valor normal climatológico en latitudes del norte de Europa. El valor 250, en cambio, estaría en valores mínimos anuales en una estación a la latitud de Madrid (UNEP/WMO, 2002), (Camacho et al., 2004). Los cambios más importantes del total de radiación medido junto al suelo se producen entre 300 y 330 nm y la función de radiación, F , depende además de la longitud de onda, del contenido total de ozono en columna $F(\lambda, O_3)$.

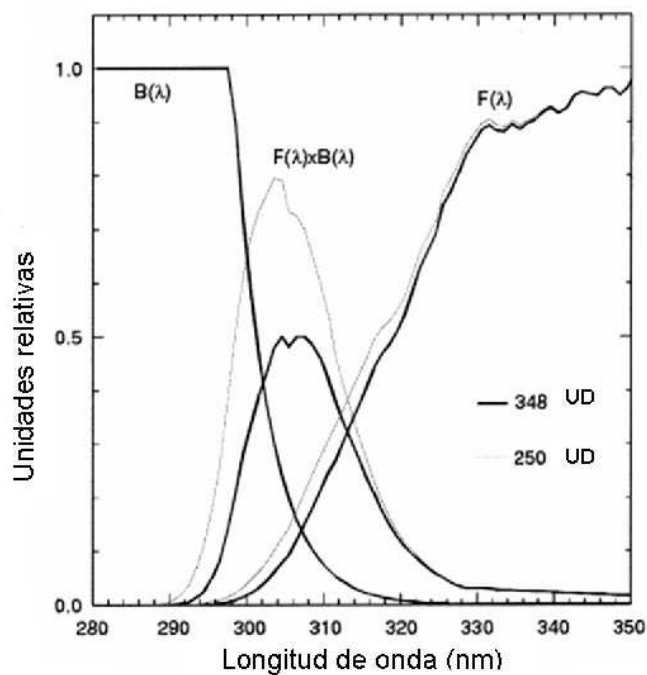


Figura 2.1: Representación del efecto biológico de la radiación ultravioleta sobre la piel. (Madronich et al., 1998) Irradiancia $F(\lambda)$. Sensitividad $B(\lambda)$. Explicación en el texto.

Sin embargo, para evaluar el efecto sobre los seres vivos de la radiación ultravioleta es preciso introducir una función que represente alguno de estos efectos citados. Para ello se definió un *espectro de acción eritemática* que representa el efecto de enrojecimiento de la piel que ocasiona la radiación ultravioleta, (McKinley, 1987). Estas funciones se han

obtenido mediante medidas de laboratorio. En la figura 2.1, dicha acción en forma de coeficiente se representa en la curva $B(\lambda)$.

Se puede observar que aunque las dosis de radiación ultravioleta recibidas en superficie son mucho más elevadas en la parte A del espectro de radiación ultravioleta, es en la parte B en donde los efectos biológicos son mucho más significativos. La UVC no llega a la superficie de la Tierra.

Para estimar correctamente los impactos biológicos de la radiación UVB y para ver los efectos que provocan los cambios del contenido total de ozono en la columna que atraviesa la radiación, se solapan ambas curvas con el valor de las funciones que representan estos efectos, $F(\lambda)$ y $B(\lambda)$.

La irradiancia $F(\lambda)$ es más importante a longitudes de onda mayores, y la sensibilidad $B(\lambda)$ es mayor a longitudes de onda menores. El efecto combinado de ambas representa la acción real sobre la piel humana, y es:

$$F(\lambda) * B(\lambda) \quad (2.1)$$

En la figura 2.1 se puede apreciar una zona de máximos entre 300 y 310 nm. El efecto biológico UVbio se puede estimar mediante la evaluación del área comprendida bajo la curva del producto de ambas funciones según la longitud de onda, dado por la integral definida en Madronich(1998).

$$UVbio = \int F(\lambda) * B(\lambda) * d\lambda \quad (2.2)$$

Se observa también el aumento importante del área bajo la curva en la región entre 290 y 300 nm. Teniendo en cuenta que la irradiancia que llega al suelo en esa parte del espectro es muy inferior a la que llega en longitudes de onda superiores, se puede deducir la importancia que tiene disponer de instrumentos que permitan medidas de alta precisión

y sensibilidad en esta parte del espectro.

De la evolución de la cantidad de efecto biológico UVbio en función del contenido total de ozono, podemos deducir la importancia que tiene dicho gas para el desarrollo de la vida en la superficie terrestre o marina.

Aproximadamente el 90 % del ozono en la atmósfera se encuentra en la estratosfera, la región entre 10 y 50 km sobre la superficie de la Tierra. El otro 10 % se encuentra en la troposfera. Sin embargo, las medidas tomadas mediante radiosondas, perfiladores basados en tierra o instrumentos basados en satélite muestran que la máxima concentración de ozono se encuentra en alturas comprendidas entre 15 y 30 km. La altura del máximo y su amplitud depende de la latitud y depende de la época del año, (UNEP/WMO, 2002).

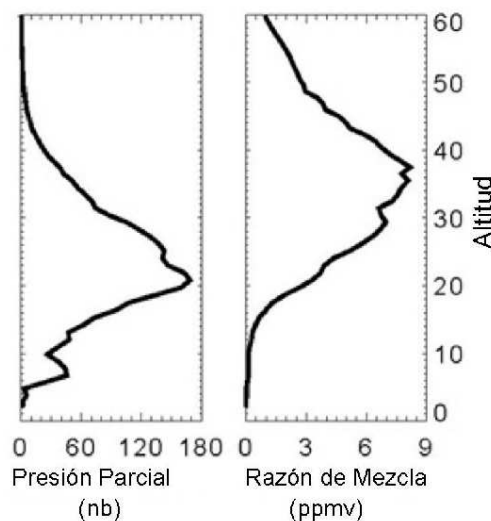


Figura 2.2: Perfil vertical de ozono el día 11 de septiembre de 1994 medido por el instrumento SAGE II (Stratospheric Aerosol and Gas Experiment) a latitud 40°S. Abscisas: altitud en km, ordenadas: concentración de ozono. Explicación en el texto.

Las concentraciones de ozono en la altitud a la que se encuentra el valor máximo son realmente pequeñas, típicamente solo unas pocas moléculas de ozono por cada millón de

moléculas de aire. El aspecto del perfil vertical de ozono (ozono vs. altitud) depende de las unidades utilizadas como puede verse en la figura 2.2, que muestra los perfiles obtenidos por el instrumento Stratospheric Aerosol and Gas Experiment II (SAGE II) a bordo de satélite. Las medidas fueron tomadas sobre un punto a latitud 40° S el 11 de septiembre de 1994.

El perfil vertical suele representarse en presión parcial de ozono, en milipascales o en nanobares. Las medidas se tomaron en el final del invierno del hemisferio sur. Se puede observar que el pico de concentración de ozono se encuentra a una altitud ligeramente superior a los 20 kilómetros. La representación del mismo perfil utilizando concentraciones expresadas en términos de proporción de mezcla y en unidades de partes por millón muestra el pico del máximo a una altitud superior. Esta diferencia se explica porque las escasas moléculas de ozono a 40 km de altura son comparativamente más abundantes frente a otros tipos de moléculas en número, y, por eso, su proporción de mezcla es superior. En cambio a 20 km existe mayor abundancia de moléculas de ozono, ello origina una presión parcial mayor si bien en su proporción de mezcla respecto al resto de componentes atmosféricos.

Obsérvese también el máximo secundario en la presión parcial en la troposfera superior (entre 8 y 10 km), es una zona muy pobre en ozono y que no aparece en la representación de la proporción de mezcla, ya que a esos niveles la proporción de componentes atmosféricos es prácticamente igual a la de la superficie terrestre.

La delgada capa en la que las moléculas de ozono son más abundantes y, por tanto, su presión parcial es superior, recibe el nombre de *capa de ozono* u *ozonósfera*. Por encima de ella, como veremos en la sección siguiente, la radiación ultravioleta C es absorbida por completo en un proceso en el que se forma ozono. Por debajo de la ozonósfera se registra poca cantidad de radiación ultravioleta B, ya que la mayor parte es absorbida por esta

capa. Podemos decir que la ozonósfera es un escudo que protege a la vida en la tierra y en el mar de recibir dosis dañinas de radiación ultravioleta B.

En la figura 2.3, y a modo de resumen de lo expuesto hasta ahora, se puede apreciar la diferente penetración de cada uno de los tres tipos de radiación ultravioleta: UVA, UVB, y UVC. Se puede ver que la UVC (en color rosa) es absorbida completamente antes de alcanzar los 35 km de altitud. En cambio, la mayor parte de la UVA (en color azul) alcanza la superficie terrestre. Sin embargo, esta radiación no daña las células. La UVB (en color verde) puede producir quemaduras y daño genético que lleven a la aparición de cáncer de piel si la exposición es prolongada. El ozono es el responsable de la importante atenuación de la UVB. Cualquier disminución en su concentración ocasiona aumento de la radiación registrada en superficie en esta parte del espectro.

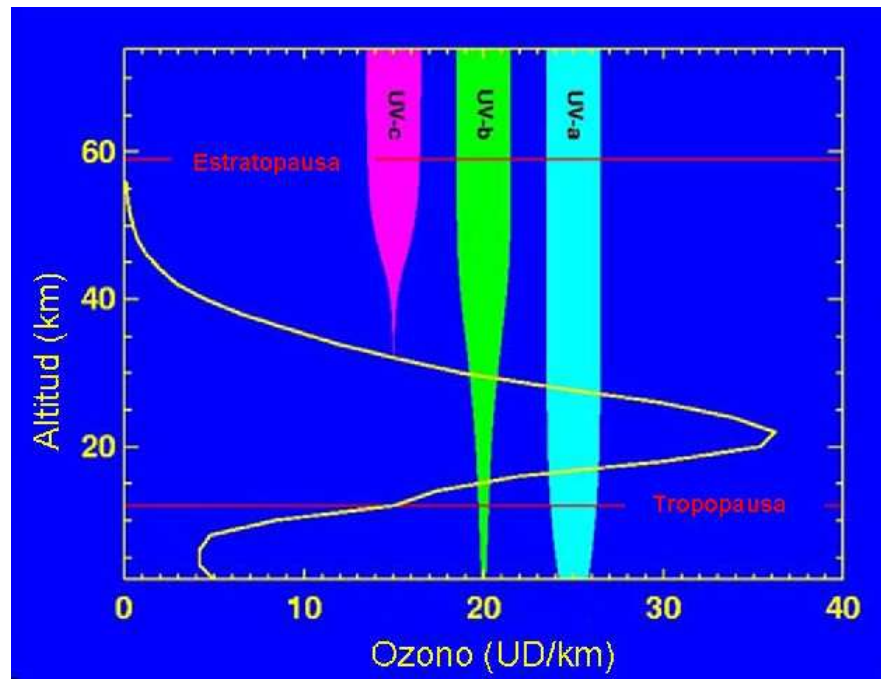


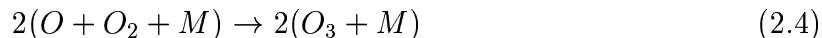
Figura 2.3: Penetración de la radiación ultravioleta en la atmósfera terrestre. Perfil vertical del contenido de ozono (Tomada de cloud1.arc.nasa.gov/solve/overview/solve.pr.html)

Estas consideraciones se pueden resumir en la figura 2.3, en la que se aprecia la desaparición de la UVC, la importante atenuación de la UVB y la poca atenuación de la UVA. Las moléculas de ozono son de importancia vital para la vida, ya que absorben la radiación UV dañina para los seres vivos. Sin embargo, el ozono en niveles de troposfera baja se considera como un contaminante, ya que la exposición a concentraciones altas o su inhalación provoca daños en los ojos y en el tejido pulmonar debido a su alta reactividad.

2.3. Mecanismos de formación-destrucción del ozono en que interviene la radiación ultravioleta

La primera teoría fotoquímica de la formación del ozono estratosférico fue formulada en 1930 por Chapman, (Chapman, 1930). El proceso tal y como se conoce en la actualidad es un poco más complejo, (Johnston and Podolske, 1978), (Solomon, 1999).

En la formación de una molécula de ozono interviene la radiación ultravioleta de muy alta energía ($\lambda < 240nm$). Ésta rompe una molécula de oxígeno (O_2) en dos átomos de oxígeno (O). Estos dos átomos se recombinan con otras dos moléculas de oxígeno para dar lugar a dos moléculas de ozono.



El ritmo de formación es lento, ya que hay pocos fotones de radiación solar con esta energía. Si se destruyera todo el ozono existente en la capa alrededor de 20 km, el proceso de regeneración tardaría 1 año. Sin embargo, la segunda reacción es rápida. El oxígeno atómico se recombina rápidamente con una molécula de oxígeno para dar ozono. M es

una molécula que actúa como catalizador. El proceso dura pocos segundos.

La mayor parte de la vida de una molécula de ozono transcurre en interacción con la radiación UV. El proceso de absorción de un fotón de radiación ultravioleta ocurre cuando éste disocia la molécula de ozono (O_3) en una molécula de oxígeno (O_2) y un átomo de oxígeno (O), seguida de una recombinación de dos átomos de oxígeno para rehacer la molécula de ozono. En el proceso, la radiación UV se transforma en energía calorífica y de ahí el aumento de temperatura de la estratosfera media respecto a la troposfera.



M es otra molécula que actúa como catalizador (típicamente N_2). Esta molécula es la que se lleva la energía extra de la reacción y es la que contribuye a que se midan temperaturas más altas en esa capa. El conjunto de estos procesos es tan efectivo que la radiación UV dañina para la vida que llega a la superficie es muy pequeña.

Este era en síntesis el proceso postulado por Chapman y conocido como *proceso de Chapman*. Sin embargo, con posterioridad, se descubrió que no sólo la radiación podía intervenir en la destrucción del ozono. El hidrógeno (Bates and Nicolet, 1950), y el óxido de nitrógeno (Crutzen, 1970, 1971), (Johnston, 1971), también originaban reacciones químicas en las que el resultado neto era la destrucción del ozono a través de la presencia temporal de radicales H y NO. Este proceso podía ser considerado como natural si no existían factores que llevaran al incremento de presencia de estos radicales en la zona en la que el ozono era más abundante a través del aumento de sus gases generadores: H_2O , CH_4 en el caso del hidrógeno, y N_2O en caso del NO (Solomon, 1999). Sin embargo, estos gases están sufriendo cambios debidos al efecto de procesos antropogénicos y a los efectos netos del cambio climático (IPCC, 2006), por lo que este efecto está sujeto a incertidumbre.

En 1974 se mostró que el cloro puede también ocasionar un ciclo catalítico que ocasiona la destrucción de ozono (Stolarski y Cicerone, 1974). De particular importancia fue el descubrimiento de que los clorofluorocarbonos elaborados industrialmente podían ser la mayor fuente de cloro inyectado en la estratosfera con efectos destructores para el ozono (Molina y Rowland, 1974). Con posterioridad varios autores mostraron además que los bromocarbonos pueden contribuir a la desaparición del ozono estratosférico (Wofsy et al., 1975), (McElroy et al., 1986). Colectivamente, estas interacciones se conocen como la química halógena.

Como estos procesos de destrucción de una molécula de ozono a través de reacciones químicas en presencia de compuestos de cloro, nitrógeno, bromo o hidrógeno, se producen en procesos generalmente catalíticos, la molécula desencadenante sigue activa para un siguiente ciclo de destrucción.

A continuación se muestra un ejemplo de reacción típica, implicando a una molécula de Monóxido de Cloro $ClO\cdot$ reaccionando con un átomo de oxígeno para formar un átomo de Cloro, Cl , y O_2 (oxígeno molecular). El átomo de Cl reacciona con una molécula de ozono para obtener el $ClO\cdot$ y otro O_2 .



El efecto neto de la reacción es la formación de dos moléculas de oxígeno a partir de un átomo de oxígeno y una molécula de ozono, mientras que el radical $ClO\cdot$ permanece. A 40 km de altura, esta cadena catalítica de $Cl - ClO\cdot$ puede destruir cerca de 1000 moléculas

de ozono antes de que el Cl o $\text{ClO}\cdot$ sea convertido en cloro benigno tal como HCl (ácido clorhídrico) o ClONO_2 (nitrito de cloro). La duración de HCl y ClONO_2 típica es de varios días, siendo fotolizadas por la radiación UV. Así se vuelve a liberar cloro que destruye más ozono. Al final, el átomo de Cl sale de la estratosfera, pero en el proceso ha liquidado unas 100.000 moléculas de ozono.

La producción de ozono en la estratosfera depende, por tanto, de la radiación solar ultravioleta. Un aumento de ésta en longitudes de onda por debajo de los 240 nm, lleva a un aumento de los niveles de ozono. La zona de producción principal, por tanto, estará en niveles altos de la estratosfera tropical y ecuatorial.

La pérdida natural de ozono se debe a los niveles normales de gases tales como metano, óxido nitroso, bromuro de metilo, y cloruro de metilo (componentes naturales de la atmósfera). Si incrementamos de manera artificial los niveles de cloro, bromo, nitrógeno e hidrógeno en la estratosfera, o si añadimos nuevos compuestos, se incrementan las pérdidas de ozono y se altera el equilibrio entre producción y destrucción.

2.4. Flujo solar

La figura 2.4, muestra la evolución de la energía del Sol caracterizada como *flujo solar* (energía incidente en vatios medida sobre una superficie perpendicular a la propagación del flujo de 1 centímetro cuadrado). Las curvas representan el flujo a cuatro altitudes diferentes en función de la longitud de onda. Las altitudes son el nivel del mar, 20 km, 30 km, y la cima de la atmósfera (estimada en 100 km). La diferencia entre las curvas de 20 y 30 km indica la presencia de fuerte absorción en las longitudes de onda inferiores a 290 nm debido a la presencia entre ambos niveles de la capa de ozono estratosférico, tal y como se ha explicado en el apartado 2.1. La intensidad de la radiación de longitud de

onda menor a ese valor que alcanza la superficie de la tierra es 350 millones de veces más débil que la que mediríamos en la cima de la atmósfera.

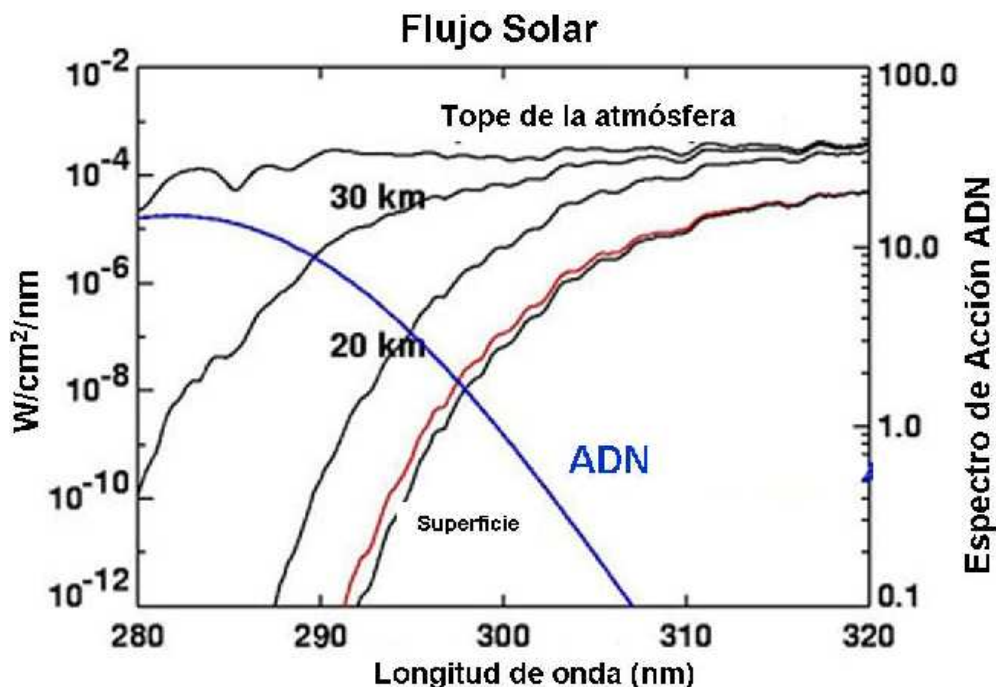


Figura 2.4: Flujo de radiación solar para distintas altitudes. La curva azul es el espectro de acción potencialmente dañina de estructuras de ADN según la longitud de onda.

2.5. Efectos del albedo de las superficies próximas y de las nubes

La presencia de cobertura nivosa en el área circundante al instrumento de medida puede aumentar de manera apreciable la irradiancia UV registrada, aunque la nieve se halle a varios kilómetros de distancia del observatorio, (Degunther, 1998).

Los efectos de las nubes son también importantes, la atenuación media de la radiación UVB por las nubes está típicamente en el intervalo 15-30 %. La disponibilidad de imágenes

de nubosidad procedentes de satélites permite estimar con mayor fiabilidad la cobertura de radiación que llega a la superficie mediante relaciones que permiten calcular la radiación UV recibida en la superficie de la Tierra a partir de la cobertura nubosa estimada por los satélites (McKenzie et al. 1998).

2.6. Dispersión atmosférica. Efecto de los aerosoles

La *dispersión* es el efecto de redistribución en otras direcciones de la radiación incidente. Las partículas responsables varían en tamaño desde las moléculas de gas (0.1 nm) hasta las gotas de lluvia o granizo (1 cm). El tipo de dispersión depende mucho de la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente.

La dispersión puede ser *isotrópica*, esto es, igual en todas direcciones, o *anisotrópica*, en la que existen direcciones privilegiadas generalmente en la dirección del rayo en sentido de avance y hacia atrás.

Cuando las partículas son mucho más pequeñas que la longitud de onda se produce la *dispersión de Rayleigh*, inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda.

Cuando las partículas son del mismo tamaño se produce *dispersión de Mie*.

Utilizando una formulación análoga a la utilizada en absorción, se define el *coeficiente de dispersión* k en relación con un parámetro de tamaño de las partículas adimensional. Dependiendo de este coeficiente, el tamaño óptico de las partículas varía.

$$\alpha = 2\pi r/\lambda \quad (2.11)$$

donde r es el radio de la partícula asimilada a una esfera, λ es la longitud de onda, y k es función del índice de refracción del medio.

Se produce:

- Dispersión de Rayleigh cuando $\alpha \ll 1$,
- Dispersión de Mie cuando $0,1 < \alpha < 50$
- Para $\alpha > 50$ se aplican las leyes de la óptica geométrica

En el caso de los aerosoles, las partículas suelen tener tamaños similares, por lo que será el modo de dispersión de Mie el que se aplicará preferentemente. No obstante, las poblaciones de aerosoles pueden tener distribuciones bimodales (Vergaz, 2001), en las que se comporten en el mismo intervalo temporal de maneras diferentes, teniendo que sumarse ambos efectos.

Por todo ello, las pequeñas partículas suspendidas en el aire (aerosoles) pueden tener un efecto significativo en la transmisión de la radiación UVB hacia la superficie de la Tierra. En general, éstas se encuentran a alturas próximas a la superficie, aunque las tormentas y las erupciones volcánicas pueden elevarlas hasta altitudes considerables.

El efecto es variable dependiendo del tipo de partículas. Por ejemplo, se estima que los aerosoles tipo sulfato originados por el hombre y asociados primariamente al uso de combustibles fósiles han reducido las irradiancias de UVB entre un 5 y un 18% en regiones industrializadas del hemisferio norte (Liu et al., 1991). Otros estudios muestran

también este efecto en el hemisferio norte (Varotsos et al, 1995), (Mims, 1996), y el comportamiento diferencial con el hemisferio sur menos poblado y con atmósfera más limpia, (Seckmeyer y McKenzie, 1992).

Los aerosoles estratosféricos en general están demasiado dispersos para tener efectos apreciables. Sin embargo, en el caso de grandes erupciones volcánicas tales como la que tuvo lugar en el Monte Pinatubo de las islas Filipinas en junio de 1991, el efecto es notable. En ese caso, grandes cantidades de dióxido de azufre (SO_2) fueron eyectadas hasta la estratosfera. La ceniza sedimentó rápidamente y sus efectos fueron de localización geográfica limitada, pero el SO_2 dió origen a ácido sulfúrico (H_2SO_4) que nucleó rápidamente partículas de aerosol sulfato. Esto dió origen a que durante años, y distribuidas por todo el globo, estuvieron presentes altas concentraciones de sulfato. A pesar de ello, se estima que el efecto directo sobre la radiación ultravioleta fue pequeño, del orden de pocas unidades en tanto por ciento en cuanto a atenuación de radiación directa (Vogelman et al, 1992), y provocó un aumento en la radiación global y en la radiación difusa (Zeng et al, 1994).

El efecto principal sobre la radiación ultravioleta fue indirecto, ya que la presencia de estos aerosoles ocasionó una mayor destrucción del ozono presente en la ozonósfera, contribuyendo a que los valores de ozono alcanzaran valores promedios mínimos en muchas partes del planeta (Gleason et al. 1993).

2.7. Efectos de la radiación ultravioleta en los seres vivos. Espectro CIE

Como ya se ha mencionado, el ozono absorbe tan intensamente la radiación UVC ($\lambda < 280nm$) que esta no llega en absoluto a la superficie de la Tierra. Conforme aumenta

la longitud de onda, en el UVB ($280nm < \lambda < 320nm$) y en el UVA ($320nm < \lambda < 400nm$), la absorción del ozono se hace cada vez más débil, siendo indetectable más allá de 340nm.

La fig 2.5 muestra diferentes espectros de absorción incluyendo el espectro de absorción en la cima de la atmósfera. Las fracciones de la energía solar en dicha cima para las regiones UVB y UVA son aproximadamente de 1.5 % y 7 %, respectivamente. La figura también muestra el espectro medido en dos días claros de junio a mediodía, siendo los dos casi indistinguibles. La curva D se calcula a partir del espectro modulado por la absorción promedio debida al ozono medio medido esos días. Como el espectro obtenido es casi idéntico en forma pero por encima de él en valores, hay que deducir que habrá que añadir otros efectos que disminuyen la cantidad de radiación medida en la superficie.

Esos efectos incluirían la absorción de las moléculas de aire, y el efecto de fondo de los aerosoles. En los días claros que se representan en la figura no había nubosidad. El valor aproximado de esos efectos combinados es del 40 % de la atenuación.

Otros efectos a tener en cuenta son la presencia de nubes, el albedo del suelo, y cargas extras de aerosoles superiores a los valores de fondo.

Los cambios en la radiación UV se pueden expresar según el efecto biológico que se desee medir y según las longitudes de onda que se considere.

Un *espectro de actuación* para un efecto biológico particular se expresa como la efectividad de la radiación para provocarlo a una determinada longitud de onda referida (como cociente) al efecto biológico a una determinada longitud de onda estándar.

Para el efecto de quemadura (*eritema*) inducido por la radiación UV (*quemadura del Sol*), el espectro de actuación adoptado por la mayor parte de organizaciones interna-

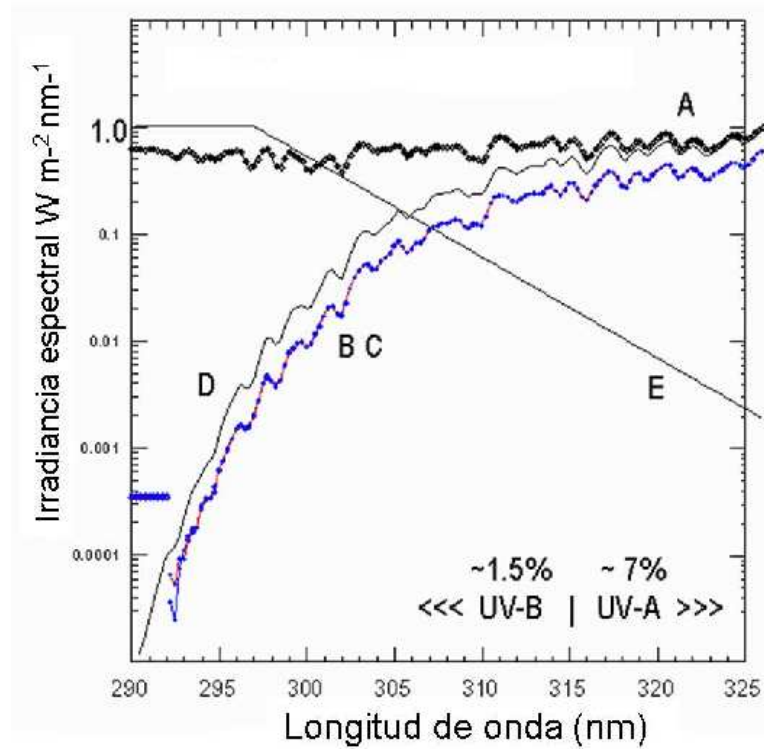


Figura 2.5: Evolución de la absorción de la radiación por efecto del ozono según la longitud de onda. La línea fina negra etiquetada como E representa el espectro de acción eritemática. (Tomada de McKinley y Diffey 1987). Espectro solar en la cima de la atmósfera (A), al nivel del terreno para dos días diferentes (B, C), efecto de la absorción de radiación UV por el ozono (D) y espectro de acción eritemática (E).

cionales es el conocido como *espectro de acción CIE* (siendo CIE como ya se citó en la introducción las siglas de la Comisión Internacional de la Iluminación: Commission Internationale de l'Éclairage. que se representa con la línea E en la figura fig 2.5). Este espectro de acción CIE se define utilizando el método descrito en McKinlay et al. (1987), de la siguiente manera:

$$E(\lambda) = 1 \quad (2.12)$$

cuando $250nm < \lambda < 298nm$,

$$E(\lambda) = 10^{0,094(298-\lambda)} \quad (2.13)$$

cuando $298nm < \lambda < 328nm$,

$$E(\lambda) = 10^{0,015(139-\lambda)} \quad (2.14)$$

cuando $328nm < \lambda < 400nm$.

Para una amplia variedad de condiciones atmosféricas, la irradiancia diaria modulada según el espectro CIE varía aproximadamente un 1.2 % para cambios de 1.0 % en el valor del ozono.

Además del efecto de quemadura, la radiación ultravioleta B puede producir roturas en las cadenas de ADN de las células debido a la alta energía de los fotones. Aunque las células tienen una cierta capacidad de reparar dichos daños, en ocasiones las células dañadas se reproducen y provocan formas peligrosas de cáncer de piel.

Otro efecto importante en la cantidad de radiación ultravioleta que alcanza la superficie terrestre es el *ángulo solar*. Cuando el Sol está directamente sobre la vertical del lugar,

la radiación incide perpendicularmente y el camino óptico que sigue el rayo es más corto, esto es, hay menos cantidad de moléculas presentes para absorber la radiación, por lo que la cantidad de energía que llega a la superficie es bastante más alta que en el caso de ángulos solares cuando el Sol no está sobre ella. Cuando el Sol está bajo en el horizonte, el camino óptico es mucho más largo y la atenuación es más importante, ya que el rayo incidente encuentra muchas más moléculas con las que interaccionar en el camino.

La fig 2.6 muestra la variación de intensidades de UV responsable de las quemaduras del sol (*exposición eritemática*) en el mes de julio de 1988 sobre todo el globo.

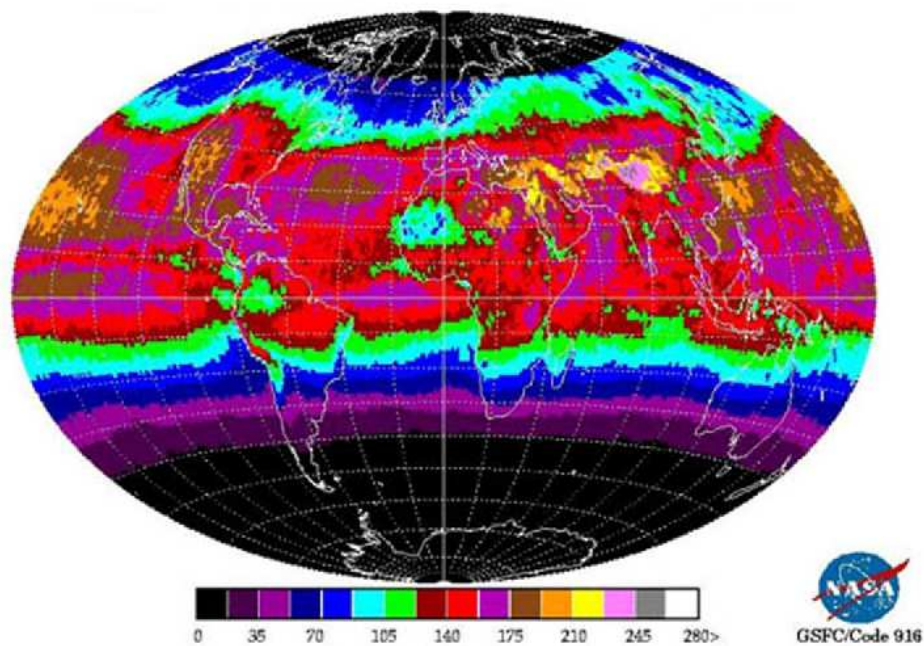


Figura 2.6: Exposición a la acción eritemática solar promedio para el mes de julio de 1988. Los datos están en kJm^{-2} . Imagen a partir de la composición de datos del instrumento TOMS a bordo del Earth Probe. Elaborada por la NASA.

La imagen está tomada de las observaciones de radiación UV reflejada por la Tierra hacia el instrumento TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) a bordo de un satélite

de la NASA. Las zonas en las cuales se pueden producir quemaduras intensas debido a la exposición a los rayos UV están en la gama de colores rojo-naranja. Por otro lado, los valores inferiores están en la escala azul-violeta. Las regiones tropicales con contenidos bajos en ozono y el Sol durante mucho tiempo bien alto sobre el horizonte constituyen las zonas de exposición principal a las quemaduras. En cambio, las latitudes altas con contenido total de ozono más elevado y con el Sol mucho tiempo en el día a elevaciones bajas constituyen zonas de poco riesgo a las quemaduras provocadas por el Sol. Sin embargo, aquí no se tiene en cuenta el efecto provocado por el *albedo*. En latitudes altas, la nieve y el hielo pueden provocar un efecto de espejo que multiplique la radiación relativamente débil procedente del rayo incidente original. Las zonas de altitudes elevadas tales como las Montañas Rocosas o el Himalaya son también de elevada exposición, pero en este caso porque el espesor de la atmósfera es mucho menor.

Finalmente, las zonas en las que la nubosidad está muy presente constituyen también otras zonas de mínimos en la exposición a quemaduras solares, aunque sea posible quemarse mediante exposición prolongada al Sol filtrado a través de las nubes.

En la figura 2.6, el hemisferio sur se encuentra en el invierno por lo que los máximos están desplazados hacia el hemisferio norte. En América del Sur, Colombia se encuentra con valores más bajos por la abundancia de nubosidad. California, los Himalayas, Oriente Medio y Egipto presentan los máximos de radiación.

Capítulo 3

Instrumentos de medida de la radiación Ultravioleta

3.1. Instrumentación. Errores

La medición de la radiación ultravioleta se realiza mediante sensores situados en la superficie de la Tierra, o a bordo de satélites.

Como el ozono estratosférico modula la radiación ultravioleta, en muchas ocasiones el mismo instrumento que mide ozono mide también ambas magnitudes, si bien en modo de operación diferente.

Durante los años 2000 y 2001 diferentes instituciones coordinaron sus trabajos para evaluar la radiación ultravioleta sobre la Península Ibérica (Martinez-Lozano et al., 2002). Los resultados consistieron en la evaluación de un índice ultravioleta basado en las medidas de 16 piranómetros del tipo Robertson-Berger pertenecientes a diferentes instituciones.

Los instrumentos de observación terrestre de la radiación ultravioleta se organizan en redes que dependen de una gran variedad de organizaciones tales como universidades,

centros de investigación y entidades oficiales. Para este trabajo, se solicitaron los datos al Instituto Nacional de Meteorología (INM), el cual dispone de la red que puede verse en la figura 3.1.



Figura 3.1: Red radiométrica del Instituto Nacional de Meteorología. Los puntos verdes indican la posición de las estaciones dotadas de espectrofotómetros Brewer. Fuente: INM.

La red principal de observación de la capa de ozono y de la radiación ultravioleta espectral en España está constituida por siete estaciones: La Coruña, Madrid, Zaragoza, Murcia, El Arenosillo (Huelva), Izaña y Santa Cruz de Tenerife, estas dos últimas en la isla canaria de Tenerife (puntos verdes en la figura 3.1)

Sin embargo, existe también una red de 17 piranómetros de banda ancha para medir la radiación ultravioleta B (puntos de color violeta de la figura 3.1) cuyos datos están

disponibles. También se cuenta con los datos de la red de piranómetros y pirheliómetros para medir la radiación solar en banda ancha (el resto de observatorios de la figura 3.1). Los registros de todos esos instrumentos pertenecientes al observatorio de Madrid son ampliamente analizados en el presente trabajo.

Las fuentes de información principales para esta tesis van a ser los espectrofotómetros Brewer y los piranómetros de banda ancha Yankee UVB-1 de la red antes mencionada. A título informativo, se detallará en este capítulo también la instrumentación específica a bordo de los satélites Nimbus y Earth-Probe de medición de ozono y radiación ultravioleta.

En todas las estaciones principales, se realizan medidas continuas del espesor de la capa de ozono y se mide la radiación ultravioleta espectral cada media hora mediante espectrofotómetros Brewer. En las estaciones de Madrid y Santa Cruz de Tenerife, además, se realizan sondeos semanales de distribución vertical de ozono con globos sonda.

Los datos obtenidos son ampliamente difundidos, enviándose regularmente al Centro Mundial de Datos de Ozono en Canadá, y contribuyendo a la confección de los mapas de espesor total de ozono en el hemisferio norte que, por encargo de la Organización Meteorológica Mundial, realiza diariamente la Universidad de Tesalónica durante todo el año.

La red de observatorios cuyos datos están disponibles en el WOUDC puede verse en la figura 3.2. En el caso de Madrid existen datos desde enero de 1992. Murcia comenzó en 1997 a enviar datos a estos organismos.

A continuación pasamos a exponer las particularidades de cada instrumento y a mencionar los periodos de tiempo durante los cuales existen datos.

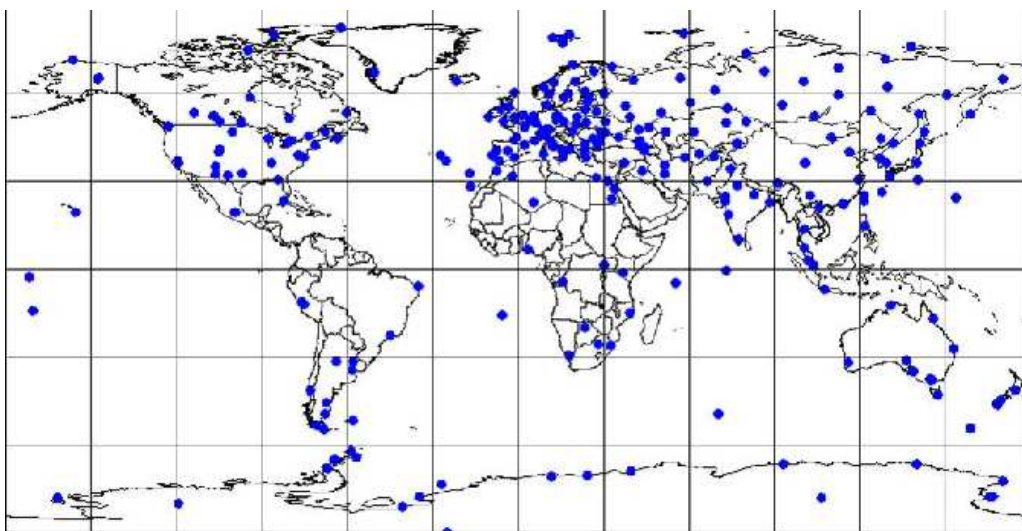


Figura 3.2: Distribución de los observatorios que envían datos al Centro Mundial de Ozono y Radiación Ultravioleta. (Fuente: WOUDC)

3.2. Espectrofotómetro Brewer. Medidas espectrales terrestres

El Brewer es un espectrofotómetro especializado en la obtención de la medida de ozono que también puede medir radiación ultravioleta espectral, además de otras magnitudes tales como el espesor óptico de aerosoles.

Este instrumento fue la respuesta tecnológica a la actualización de un instrumento clásico en la medición de estas magnitudes como era el espectrofotómetro Dobson.

Por ser un equipo automático preparado para su uso en la intemperie, de solidez demostrada, y relativamente escaso mantenimiento, ha desplazado al anterior en gran número de observatorios, y es el equipamiento preferido en los nuevos lugares en los que se sigue la evolución del ozono. Sin embargo, en muchos observatorios se conservan en funcionamiento los Dobson, y se mantienen los protocolos de mantenimiento y calibración como una red aparte por lo que, en la actualidad, coexisten en el mundo dos importantes

subredes que utilizan cada uno un instrumento diferente para medir el ozono, siendo ambas mantenidas en funcionamiento de acuerdo a patrones de control de calidad internacionalmente reconocidos.



Figura 3.3: Imagen de tres espectrofotómetros Brewer en Izaña (Tenerife). Foto A. Redondas.

El equipo Brewer consta de dos partes básicas instaladas una sobre otra. En la base, un sistema de seguimiento azimutal que rota montado sobre un trípode, y, sobre él, el espectroradiómetro propiamente dicho, tal y como se puede ver en la foto de la figura 3.3, en la que se muestran tres equipos en proceso de calibración en el observatorio de Izaña (Tenerife) perteneciente al INM de España.

El espectroradiómetro Brewer consta de los siguientes elementos que pueden verse en la figura 3.4.

Optica previa, la cual permite seleccionar la procedencia de la fuente de luz que llega al monocromador: lámparas internas, luz directa del sol, radiación global ultravioleta, o luz cenital. También presenta un sistema de filtros -atenuadores y polarizadores-, y un

iris que permite seleccionar el ángulo de visión.

Monocromador y sistema de rendijas. El monocromador es un Ebert modificado que opera con una red holográfica de difracción trabajando al segundo orden. Dispersa la luz en el plano focal donde están posicionadas seis rendijas de salida para otras tantas longitudes de onda:

$$\lambda = 302,2 \text{ nm (calibración Hg),}$$

$$\lambda_1 = 306,6 \text{ nm,}$$

$$\lambda_2 = 310,1 \text{ nm,}$$

$$\lambda_3 = 313,5 \text{ nm,}$$

$$\lambda_4 = 316,8 \text{ nm,}$$

$$\lambda_5 = 320,1 \text{ nm,}$$

que permiten una resolución de 0,6 nm.

Fotomultiplicador. La luz que proviene de las rendijas de salida es focalizada, mediante una lente de Fabry, en el cátodo de un fotomultiplicador EMI-9789QA.

Sistema de alimentación y control. Consta de dos fuentes de alimentación, una de alta tensión para la alimentación del fotomultiplicador, y otra conmutada que alimenta al resto del sistema. El sistema de comunicaciones y control se alojan en un compartimento donde se sitúan las tarjetas de control y de comunicaciones.

La medida de ozono se basa principalmente en la observación directa del sol, midiendo la intensidad relativa en pares de longitudes de onda diferentes en la banda del ultravioleta B en la que mayor cantidad de energía llega a la Tierra (300 – 320 nm). En una de las longitudes de onda el ozono absorbe fuertemente, y en la otra su efecto es mucho menor. De esta forma se evita trabajar con medidas de irradiancia absoluta en ultravioleta en las cuales la calibración es difícil.

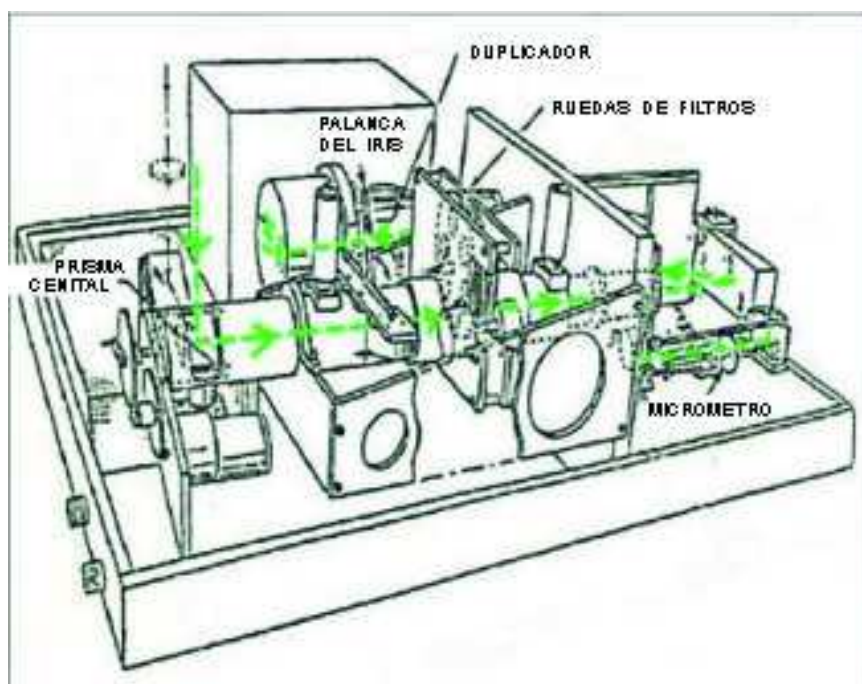


Figura 3.4: Detalle de los elementos del espectrofotómetro Brewer. Fuente (SCI/TEC-INM).

Para medir adecuadamente el efecto de la absorción debido al ozono hay que estimar y cancelar el efecto de los aerosoles y la radiación dispersada en todas direcciones en la atmósfera (dispersión de Rayleigh). Para ello, el Brewer mide en cinco longitudes de onda simultáneamente, lo que le permite eliminar la interferencia del SO_2 en algunas de ellas, o estimar los valores como producto secundario. La primera de ellas, $\lambda_1 = 306,6$ nm, está cerca del máximo de absorción de SO_2 , mientras que para $\lambda_4 = 316,8$ nm y $\lambda_5 = 320,1$ nm, la absorción es mínima (en el rango de medida del instrumento).

Además de estas tres, hay otras dos longitudes operacionales: $\lambda_2 = 310,1$ nm, $\lambda_3 = 313,5$ nm, y la de 302,5 nm para calibración de las medidas de ultravioleta.

La mejor medida de ozono es la que se obtiene apuntando al Sol. Para obtener datos

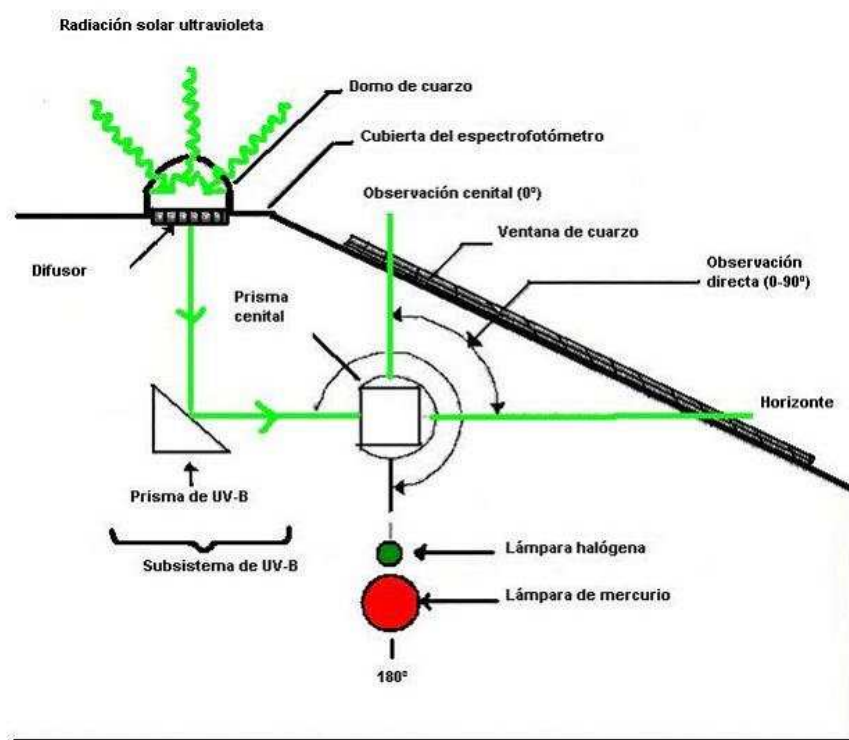


Figura 3.5: Esquema de los dispositivos de captación de la radiación ultravioleta en el espectrofotómetro Brewer. Fuente: INM.

consistentes, se realizan series de cinco medidas en cada longitud de onda en periodos de 30 segundos. Una vez obtenidas, las medidas son convertidas a cuentas/segundo. Es habitual realizar series de 5 medidas consecutivas y considerar la medida válida solo si la desviación estándar es inferior a 2,5 UD, según especificaciones del fabricante. Con ello se evitan medidas realizadas en condiciones de nubosidad cambiante que pueden falsear el dato.

Si el cielo está muy nuboso o cubierto, la medida a Sol directo no es posible y se emplea otro método llamado de radiación cenital, en el cual se tiene en cuenta los valores procedentes del cenit y se ajustan a los valores de ozono que se tendrían si la radiación viniera de un determinado ángulo cenital. Para ello se emplea un ajuste entre las medidas apuntando al Sol (llamadas de ahora en adelante a *Sol directo* o *ds*, y cenitales *zs* obtenido en condiciones de cielo despejado). Obviamente, las medidas en estas condiciones son de menor calidad que las obtenidas a Sol directo.

Los datos de total de ozono en columna se obtienen varias veces al día y de acuerdo a ambos procedimientos. Al final del día, se depuran los datos y se da un único valor representativo para todo el día.

Las medidas de radiación no se realizan de manera continua. La medida espectral se realiza durante un periodo de tiempo en el cual se miden una a una la radiación procedente de cada longitud de onda obtenida mediante una rejilla de difracción en saltos de medio nanometro a lo largo de todas las longitudes de onda del Ultravioleta B. Después de realizado el barrido espectral, el instrumento procede a otras tareas tales como autocontroles internos o medidas de ozono en modo directo o cenital. Las medidas de ultravioleta se realizan a través de una cúpula semiesférica situada en la parte superior del instrumento. En cambio, la radiación captada para las medidas de ozono pasa a través de una lente que se enfoca hacia el sol o hacia el cenit dependiendo del tipo de medida. Este esquema puede verse en la figura 3.5.

Para realizar una medida continua de la radiación, se utiliza otro tipo de instrumento que si bien tiene menos precisión y no es capaz de resolver espectralmente la radiación solar en ultravioleta, sí permite este tipo de medida. Estos instrumentos son los *piranómetros de banda ancha*.

En la figura 3.6 se incluye una representación del espectro de energía ultravioleta medida por el Brewer 070 de Madrid a finales de julio de 2006, en el que se puede ver la evolución del perfil de UVB cada media hora y su evolución a lo largo del día. Destacan los valores escasos de la radiación con ángulos cenitales elevados a primeras horas de la mañana, y su rapidísimo crecimiento. Las crestas y valles de los perfiles espectrales realizados cada media hora muestran las bandas de absorción de radiación UVB por todos gases atmosféricos, entre ellos el ozono. Si imaginamos una curva que una los puntos de igual longitud de onda a lo largo del día veríamos que no se aprecian disminuciones bruscas en el crecimiento en la primera parte del día, por lo que cabe deducir que nos encontramos ante un día despejado de verano en Madrid, con valores elevados de radiación ultravioleta.

3.3. Piranómetros de banda ancha YES-UVB1

Piranómetros de Ultravioleta. Son piranómetros que se utilizan para medir la radiación ultravioleta B. Utilizan filtros de vidrio de color negro y verde, y un fósforo sensible a la radiación ultravioleta para bloquear toda la luz visible del Sol y convertir la luz ultravioleta en una luz visible de color verde, que es medida después por un fotodetector de estado sólido calibrado. Miden, respectivamente, la radiación ultravioleta A (320 a 400 nm) y la ultravioleta B (290 a 320 nm). Se utilizan también para medir radiación ultravioleta difusa cuando se le pone una banda de sombra o una bola que impida la llegada de la radiación ultravioleta directa. Todos los componentes ópticos están térmicamente estabilizados a

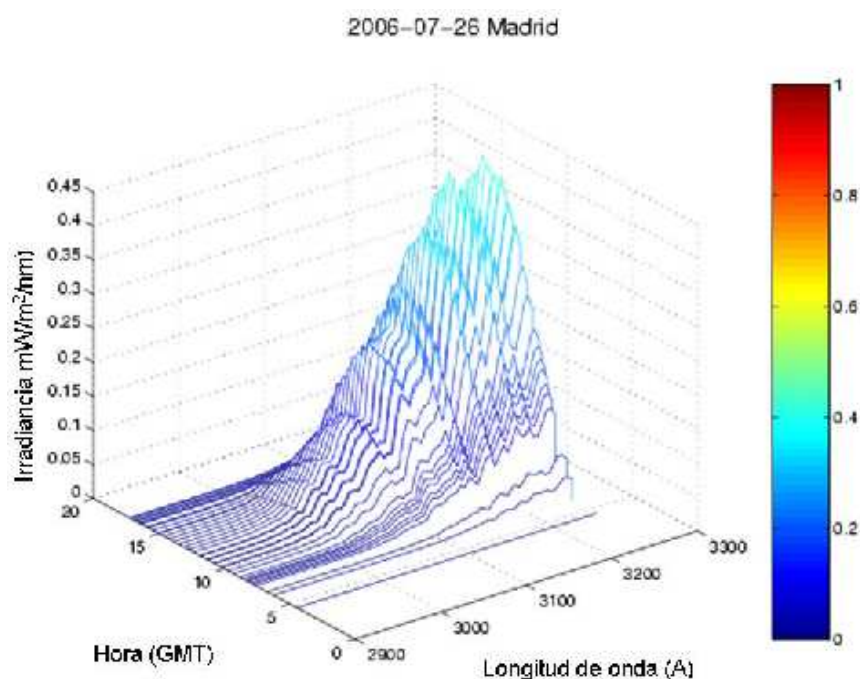


Figura 3.6: Evolución diaria de la radiación eritemática medida mediante el Brewer 070 de Madrid. Fuente: INM.

+45 grados Centígrados. El equipo utilizado para este trabajo se encuentra en el Centro Radiométrico Nacional en la Ciudad Universitaria de Madrid, junto al espectrofotómetro Brewer, y forma parte de la red descrita anteriormente y visible en la figura 3.7.

3.4. Medidas de radiación solar: Piranómetros y Pirheliómetros

La denominada Red Radiométrica Nacional de medida de la radiación solar está compuesta por un total de 37 estaciones de medida en banda ancha de radiación solar visible, de los que 25 miden al menos dos de las componentes principales de la radiación (ver figura 3.1). Esta red permite medir y conocer la variabilidad de la radiación solar que llega a la superficie terrestre. El denominado Centro Radiométrico Nacional (Madrid), además

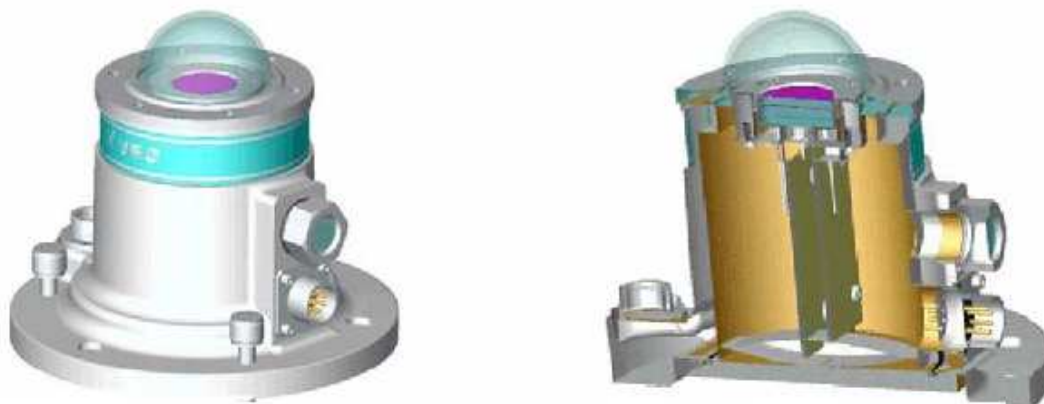


Figura 3.7: Representación externa del piranómetro YES UVB-1 y sección transversal del instrumento. Fuente: INM

de ser la estación de referencia de la Red y la más completa, es el centro de calibración de la Red y de equipos de otras instituciones y empresas. Los instrumentos utilizados en esta red son los siguientes:

Piranómetros: Son radiómetros diseñados para medir la irradiancia global sobre una superficie plana o inclinada en la banda del espectro electromagnético comprendido entre 280 y 305 nm. Se utilizan los Kipp & Zonen CM-11, CM-21 y CM-22. Su funcionamiento se basa en una termopila (Efecto Termoeléctrico). Se utilizan para medir la radiación global y la difusa. Para medir la radiación difusa se utiliza en combinación con una banda de sombra o instalado en un seguidor automático dotado de esferas.

Pirheliómetros. Son radiómetros diseñados para medir la radiación directa. Se utilizan los CH-1 NIP. Su funcionamiento se basa en una termopila (Efecto Termoeléctrico) y se utilizan para medir, montaje ecuatorial, la radiación directa. Este equipo se utiliza también para obtener las horas de sol. El funcionamiento consiste en ir registrando cada lectura de radiación directa que supera el umbral de 120 W/m^2 y lo integra en minutos cada hora. Para que no se falsee el número de segundos que supera el umbral es preciso

que el sensor esté bien enfocado.

Bandas de sombra. En combinación con los piranómetros, sirven para medir la radiación difusa. La sombra del anillo metálico cubre la cúpula del sensor durante todo el día.

Seguidores de sol. Se utilizan para que los pirheliómetros estén continuamente alineados al Sol y, de esta forma, recibir la radiación directa del Sol. El 2AP es un seguidor computerizado, en el INM se usa con diversos accesorios, uno, con un sensor de radiación solar, para que pueda trabajar de forma totalmente autónoma, y otro, con varias esferas, para conseguir que dichas esferas le den sombra de forma continua a los piranómetros y medir así la radiación difusa. En contraposición, el ST-1 necesita atención horaria.

Heliógrafo de Campbell-Stokes. Es una esfera de vidrio que, a modo de lente convergente, concentra los rayos solares sobre una banda de papel o cartulina. La lente actúa en forma de lupa, carbonizando la cartulina cuando la radiación solar rebasa determinado umbral de 120 W/m^2 . Cuando el Sol brilla sin interrupción deja marcado un surco continuo desde la hora de salida hasta la de puesta del Sol. Cada vez que una nube pasa interrumpe el rayo de sol. Para determinar las horas de Sol se mide la parte quemada del surco. Este sistema presenta errores, por ejemplo cuando hay más humedad ambiente se tarda más tiempo en quemar la banda, también hay un error sistemático del observador cuando lo lee, y el error de precisión del ojo humano. Existen tres tipos de bandas de Sol, para invierno, verano, y la del equinoccio. En conjunto, este instrumento puede dar lugar a errores importantes puntualmente en caso de que la esfera esté sucia, el papel esté mojado por lluvia reciente o el instrumento mal ajustado tal y como se podrá ver en el control de calidad expuesto en el capítulo siguiente.

3.5. Medidas desde satélites.TOMS

El Espectrómetro de Representación espacial de Total de Ozono o *Total Ozone Mapping Spectrometer* (TOMS) es un instrumento a bordo de satélites de órbita polar.

La NASA, de acuerdo con la política de datos existente en Estados Unidos, provee de manera libre el acceso a las series de datos de ozono obtenidos por tres diferentes instrumentos TOMS embarcados en los satélites polares *Nimbus-7* en el periodo 1 de noviembre de 1978 hasta el 6 de mayo de 1993, *Meteor-3* (satélite ruso) desde el 22 de agosto de 1991 hasta el 24 de noviembre de 1994, y *Earth Probe* desde el 25 de julio de 1996 hasta la actualidad. Los datos se encuentran accesibles en la página web del Centro de Vuelos Espaciales Goddard de la NASA en la que están disponibles datos digitales y mapas, y cuya dirección puede verse en el apéndice E.

La serie de datos obtenida por el TOMS del Nimbus-7 desde noviembre de 1978 hasta mayo de 1993, fecha en que dejó de operar, constituyen un elemento muy utilizado en estudios sobre ozono en todas las latitudes por la continuidad en las medidas, por el cuidadoso reprocesado posterior, y por coincidir en el tiempo con la aparición del llamado *agujero de ozono* sobre la Antártida.

En la página mencionada podemos encontrar información sobre el reproceso y las características de este juego de datos con los cambios efectuados sobre versiones anteriores. En esta guía se encuentra el historial de las modificaciones realizadas en los algoritmos de recuperación de la información, (McPeters et al., 1996b).

El TOMS es un instrumento destinado a la obtención de datos de ozono montado conjuntamente con el instrumento SBUV (Solar Backscattered Ultraviolet) en un satélite meteorológico de órbita polar. El TOMS efectúa barridos laterales perpendiculares a la

dirección de avance orbital a ambos lados del nadir. Por comparación, el SBUV observa la radiación solar retrodispersada solo desde el nadir.

El TOMS es un instrumento medidor de ozono óptico-mecánico que comparte con el SBUV el difusor para medidas de radiación solar directa. La medición del ozono total se basa en la dependencia de la radiación solar ultravioleta reflejada respecto a la longitud de onda entre 312,5 y 380 nm y en la medida de la radiación solar directa en dichas longitudes. Se utilizan cuatro canales de anchura 1 nm centrados en 312,5, 317,5, 331,2 y 339,8 nm en pares, para obtener las relaciones entre las absorciones debidas al ozono en cada banda, y otras dos, 360,0 y 380,0 nm, para obtener el albedo de fondo efectivo, ya que esas longitudes no se ven afectadas por el ozono. El ancho de banda sobre el que se efectúa cada medida es de 1 nm. También se tiene en cuenta y se elimina el efecto de la cobertura nubosa. Algunas de estas longitudes coinciden con las utilizadas en el Dobson, si bien no coinciden plenamente con las utilizadas en el Brewer.

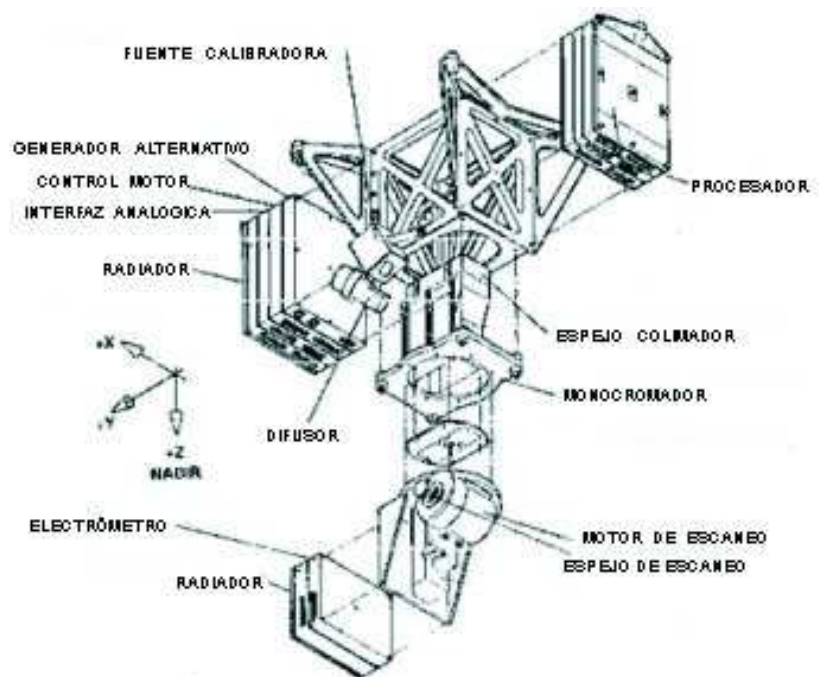


Figura 3.8: Componentes del instrumento TOMS a bordo del Earth Probe. Fuente: NASA.

Los principales componentes ópticos son (figura 3.8) un depolarizador, un sistema de espejos para barrer la escena sobre la Tierra, un monocromador y un fotomultiplicador. La radiación procedente de un punto de la Tierra seleccionado mediante el barrido del espejo es depolarizada y transferida mediante un espejo a la apertura de entrada de un monocromador único Ebert-Fastie, y dispersado mediante una rejilla de difracción en un dispositivo de rejillas. Un selector de longitudes de onda rotativo se utiliza para dirigir la luz dispersada desde la ranura seleccionada al detector.

El campo de visión del instrumento TOMS abarca $3^\circ \times 3^\circ$ de ángulo en el punto subsatélite perpendicular a la órbita (por comparación con el del SBUV que abarca $11,3^\circ \times 11,3^\circ$), figura 3.9. Sin embargo, el instrumento logra una cobertura total algo superior a la de la Tierra entera cada día mediante un barrido lateral de 105° ($+/- 52.5^\circ$), en 35 pasos secuenciales de 3° cada uno en eje perpendicular a la órbita (el SBUV no barre lateralmente). Con ello se consigue una cobertura casi total de la Tierra en 24 horas. Las mediciones de irradiancia solar directa se realizan una vez por semana utilizando el mismo difusor que el SBUV (solo su parte central en el caso del TOMS).

3.5.1. SBUV y SBUV/2

Los instrumentos SBUV (radiación solar ultravioleta retrodifundida, de sus siglas en inglés, solar backscattered ultraviolet) a bordo del satélite Nimbus-7 y los satélites de órbita polar de la NOAA, son ejemplos de aplicación de la técnica conocida como sondeos de perfiles verticales BUV (de sus siglas en inglés Backscattered UltraViolet, Retrodifusión UltraVioleta) que emplea la visión desde el nadir (dirigido verticalmente hacia abajo) en 12 intervalos de medida.

La técnica se basa en el hecho de que cada longitud de onda en el ultravioleta va a provenir de una altitud determinada o por encima de ella, pero nunca por debajo, ya

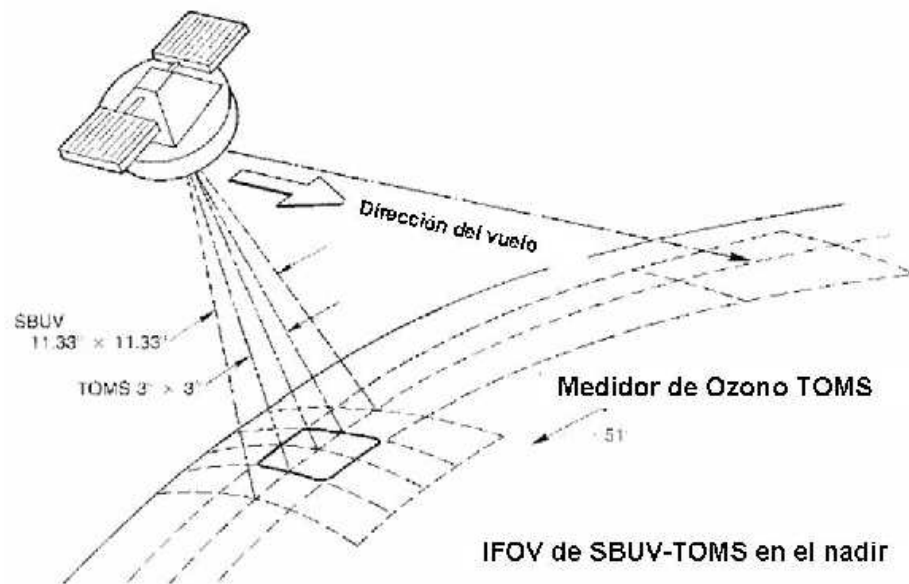


Figura 3.9: Esquema de barrido según sobrevuelo del SBUV y del TOMS, y barrido lateral del TOMS. Fuente: Report of the International Ozone Trends Panel-1998. UNEP/OMM.

que la mayor parte de ella habrá sido absorbida a un nivel determinado. Conociendo las cantidades de radiación reflejada en cada longitud de onda, y aplicando técnicas de reconstrucción de perfil vertical mediante modelos de transferencia radiativa, es posible obtener perfiles verticales de ozono estratosférico. La limitación de esta técnica es que no hay información fiable en la troposfera, ya que la mayor parte de la radiación o bien es absorbida en la estratosfera o bien llega a la superficie de la Tierra en canales tipo ventana atmosférica sin sufrir absorción.

El instrumento SBUV a bordo del satélite Nimbus-7 estuvo en operación entre noviembre de 1978 y julio de 1990. Los instrumentos SBUV a bordo del NOAA-11 y del NOAA-14 se conocen como *SBUV/2*, siendo similares al SBUV del Nimbus-7.

El SBUV/2 del NOAA-11 proporcionó cobertura hemisférica total entre los años 1989 y 1994. El SBUV/2 del NOAA-14 continúa dichas medidas. Se tardan 7 días en crear un mapa global solapando todas las pasadas, ya que el tamaño de la zona escaneada en el

punto subsatélite es de solo 200 kilómetros cuadrados.

Los mapas globales de radiación ultravioleta generados por estos instrumentos o las series temporales de datos de sobrevuelos pueden encontrarse en la página web de la NASA mencionada anteriormente.

3.5.2. OMI : Espectrómetro de Medida de Ozono

A bordo del satellite *AURA* de la NASA, lanzado el 15 de julio de 2004 como misión de observación de la química de la atmósfera, el instrumento *OMI* (acrónimo del inglés Ozone Monitoring Instrument, Instrumento de Monitorización del Ozono) puede distinguir entre diferentes tipos de aerosoles (humo, polvo, sulfatos), y puede medir presión y cobertura nubosa.

Este instrumento es el continuador de las medidas del TOMS en ozono, radiación ultravioleta y otros parámetros atmosféricos.

El instrumento es una contribución de la Agencia Holandesa para los Programas Espaciales (NIVR) en colaboración con el Instituto Meteorológico de Finlandia (FMI) a la misión AURA.

OMI está diseñado como un espectrómetro de imágenes UV-VIS compacto, utilizando detectores CCD bidimensionales para registro espacial y espectral simultáneo. Mide dentro del rango espectral de 270–500 nm para determinar las cantidades de O_3 , NO_2 , BrO , $OCIO$, $HCHO$, SO_2 , aerosoles, cobertura nubosa y presión al nivel de la nube. Esto se logra mediante el empleo de dos grupos de canales: uno en UV con rendimiento optimizado entre 270–365 nm, y un canal visible con rendimiento optimizado entre 365–500 nm. Los canales UV y visible se solapan entre 350–380 nm, en el cual el valor de 365 nm es el punto de sensibilidad al 50 % de los dos canales.

Además, los canales ultravioleta se agrupan en dos grupos: UV-1 y UV-2 para tener en cuenta que la intensidad de brillo de la energía retrodifundida en las longitudes de onda ultravioleta más grandes, normalmente es superior tres órdenes de magnitud sobre las longitudes de onda ultravioleta más cortas. Partiendo la energía del UV en un canal UV-1 que cubre 270 – 310 nm y un canal UV-2 que cubre 310 – 365 nm, se aumenta el rendimiento del instrumento específicamente en el rango de la longitud de onda corto, porque el muestreo espectral y espacial del canal UV-1 está reducido por un factor de dos comparado con el del canal UV-2.

Los modos de observación principales para OMI son, primero, el modo de medida Global, segundo, el modo de zoom Espacial, y tercero, el modo de zoom Espectral. El modo de medida Global es el modo predefinido y muestrea en un barrido de 2600 km^2 para el rango de la longitud de onda completo. Se utiliza para la observación global de todos los productos de OMI. En el nadir, el tamaño del pixel es 13 km x 24 km para el UV-2 y para el canal VIS, y de 13 km x 48 km para el canal UV-1.

En el modo zoom Espacial en el nadir, el tamaño del pixel es 13 km x 12 km para los canales UV-2 y VIS, y de 13 km x 24 km para el UV-1, una reducción en la dirección transversal de un factor de dos respecto al modo Global. El rango de longitudes de onda completo está disponible, pero para el UV-2 y VIS el barrido se reduce a 725 km^2 . Sin embargo para el UV-1 el barrido completo transversal está disponible. El modo de zoom Espacial se aplicará en los estudios regionales para todos los productos de OMI y se correrá durante por lo menos un día entero por mes.

Capítulo 4

Instrumentos y medidas utilizados

En este capítulo se van a describir los instrumentos utilizados en la medición de la radiación ultravioleta en el observatorio de Madrid, los controles de calidad que se han realizado, y se va a realizar la descripción de la evolución diaria y anual de la nubosidad como elemento modulador muy importante en las cantidades diarias de radiación UVB medidas, tal y como se demostrará en el capítulo siguiente.

En la última década se produjo un aumento importante del número de observaciones de radiación ultravioleta en tipo y en cantidad de observatorios en España. El Instituto Nacional de Meteorología (INM) tiene ubicado su Centro Radiométrico Nacional en Madrid en las coordenadas $40^{\circ}27' N$, $3^{\circ}43' W$, a 690 metros sobre el nivel del mar. Las medidas de radiación ultravioleta se remontan a principios de la década de 1990.

El Centro está situado en la cubierta de un edificio ubicado en una suave ladera rodeado de altas coníferas y con muy buena visibilidad hacia el este, sur y oeste, sin problemas de obstáculos. El promedio de días de nieve cubriendo el suelo al año es de aproximadamente uno, por lo que no se considera la existencia de problemas de albedo para la medición de la radiación. La zona puede ser considerada como semi-urbana y representativa de las condiciones de latitudes medias mediterráneas o atlánticas, por encontrarse Madrid en el

centro de la Península Ibérica, y como tal ser un puente entre Africa y Europa, entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo.

4.1. Espectrofotómetro Brewer

El espectrofotómetro Brewer cuyos registros se utilizan para el estudio, es del tipo MK IV (monocromador simple), con número de serie 070, y se encuentra operativo desde el año 1991. Este instrumento no realiza medidas de manera que se pueda considerar continua, sino que realiza un barrido espectral en el UVB aproximadamente cada 50 minutos a lo largo de cada día. Este intervalo se debe a que hay que combinar estas medidas con las de ozono y con los chequeos internos, no siendo posible realizar las medidas al mismo tiempo.

El espectro UVB medido por este instrumento abarca desde los 290 nm a los 325 nm, intervalo que comprende la mayor parte del rango del UVB. Este rango es distinto a otro tipo de espectrofotómetro Brewer: el MK III de doble monocromador que se utiliza fundamentalmente para medidas de precisión de radiación ultravioleta espectral.

El MK IV por tanto puede realizar este tipo de medidas pero con menor fiabilidad que el MK III. La diferencia de utilización es que el IV se utiliza principalmente para medir ozono y el cometido de medir ultravioleta no es el principal, al contrario de lo que ocurre con el III. Una particularidad del instrumento de Madrid es que su rango espectral no llega hasta los 360 nm que alcanzan otros MK IV.

A los datos espectrales de radiación correspondientes a cada media longitud de onda se les aplica unos coeficientes de ponderación de acuerdo con el espectro de acción eritemática, luego son integrados en todo el espectro medido por el instrumento, para obtener por fin un flujo eritemático tal y como está descrito en McKinley y Diffey, 1987.

Las dosis totales diarias se calculan mediante una integración temporal de las medidas. El procedimiento de operación de los Brewer es completamente estándar y se puede encontrar en Kerr et al. (1981).

Desde 1995 se tiene constancia de que se realizan calibraciones principales cada dos años de acuerdo a este procedimiento, tanto en ozono como en UV. En el caso de la UV, se realizan chequeos internos rutinariamente cada quince días mediante el empleo de lámparas de calibración. Al no estar claro que estos procedimientos mencionados se realizaran rutinariamente antes de 1995, no es posible la utilización plena de los datos de radiación ultravioleta del espectrofotómetro Brewer antes de esa fecha.

4.2. Piranómetro YES UVB-1

En el mismo emplazamiento, desde el final de 1995, está trabajando un piranómetro de banda ancha YES UVB-1. Este aparato registra la energía comprendida en el intervalo entre 280 nm a 320 nm. Los datos de banda ancha son ponderados también con un equivalente al espectro de acción eritemática de Diffey. Los datos se toman cada 30 minutos y representan un promedio de la radiación entrante de UVB en ese intervalo temporal, no una medida instantánea. Los datos de observación minuto a minuto no estuvieron disponibles hasta 2004. Los datos diarios se construyen mediante integración temporal tal y como en el caso del Brewer. El control de calidad se asegura mediante la calibración del fabricante en origen y mediante intercomparaciones posteriores con otros instrumentos de referencia. También se puede mantener la calidad del dato sustituyendo el instrumento por otro calibrado mientras el antiguo es recalibrado y desplegado en otro observatorio. Este conjunto de procedimientos asegura que existan muy pocas lagunas de información de UVB en banda ancha por comparación con las lagunas existentes en las observaciones espectrales, porque los procedimientos de calibración son mucho más laboriosos y llevan

a periodos de inutilización del aparato para mediciones. Otra ventaja de los piranómetros sobre el espectrofotómetro Brewer es que su precio y su mantenimiento son mucho menos costosos.

En Madrid operó desde 1995 a 1999 el YES UVB-1 número de serie 941207. Desde 1999 a 2002 operó el YES 970825, que fue calibrado en El Arenosillo (Huelva) en septiembre de 1999 mediante intercomparación con instrumentos espectrales de precisión. De 2002 hasta la actualidad, se encuentra en operación el YES 10931. Todos ellos son instrumentos similares y han seguido procedimientos de calibración similares.

Las características comparativas de ambos instrumentos se muestran en la tabla 4.1.

INSTRUMENTO	BREWER MK IV	Yankee UVB-1
Tipo	espectrofotómetro	piranómetro
Banda Espectral / Banda Ancha	Banda espectral 290nm - 325nm / Intervalos de frecuencia 0,5 nm	Banda ancha entre 280nm hasta 320nm
Intervalo entre medidas / Magnitud	50 minutos / Radiación global	30 minutos / Radiación global
Espectro utilizado para convertir los valores de UVB	Diffey / Integraciones diarias	Diffey/ Integraciones diarias
Intervalo entre calibraciones principales	Dos años	Un año recomendado, dos años
Controles intermedios	Test de lámparas UV / 15 días	Intercomparación con Brewer

Tabla 4.1: Comparación BREWER MK IV vs. Yankee UVB-1

Como el emplazamiento de Madrid corresponde a latitudes medias, el sol suele estar durante gran parte del año en ángulos cenitales altos en donde la mayor parte de la energía se registra de manera adecuada, reduciendo sensiblemente posibles efectos de error coseno asociados a elevaciones bajas del Sol.

4.3. Controles de calidad

El Brewer 070 entra en funcionamiento en Madrid en el año 1991. A lo largo del periodo de estudio referenciado desde 1993 hasta 2002, el Brewer 070 de Madrid fue sometido a distintas calibraciones que tuvieron lugar en diversos escenarios. El espectrofotómetro se trasladó a Izaña en dos ocasiones (años 1993 y 1995), para tomar parte en intercomparaciones internacionales de instrumentos UV, y a Murcia (en 1995) para ser sometido a una exhaustiva calibración de ozono. Además, durante el citado periodo, el equipo participó en las intercomparaciones nacionales Brewer, celebradas en la estación de Sondeos Atmosféricos del INTA en El Arenosillo (Huelva) en 1999 y 2001, durante el transcurso de las cuales se realizaron intensas mediciones de ozono y UV para la determinación de nuevas Constantes Extraterrestres (ETC's), estabilidad en las medidas del instrumento, cálculo de nuevos coeficientes cenitales, así como la obtención de nuevas respuestas espectrales en el UV.

En Madrid, el Brewer fue calibrado en ultravioleta en 2001 en el interior de la estación, para evitar que las condiciones meteorológicas, sobre todo el viento, pudieran influir sobre los resultados de la calibración. Las calibraciones de UV se han verificado a lo largo del tiempo, con test realizados periódicamente cada 15 días, para comprobar la evolución de las ratios entre una calibración y la siguiente. Con anterioridad a 1993, no hay ficheros adecuados que aseguren la calibración correcta en ultravioleta del Brewer 070.

4.3.1. Evolución de ficheros de referencia UVR y test

Los ficheros de referencia UVR y test son las respuestas espectrales en cada rango de 0,5 nm entre 290 y 325 nm.

Sirven para expresar la calibración espectral del instrumento. Los ficheros de referencia son tablas de datos que dan en la primera columna la longitud de onda, y en la segunda columna la respuesta en cuentas por microWatio por metro cuadrado y nanometro.

Se ha procedido a integrarlos dentro de una hoja de cálculo Excel para su comparación y para mostrar su evolución mediante gráficos.

Se han tomado los ficheros de referencia desde 1991. En la figura 4.1 se representa un gráfico comparativo con todos los ficheros. Se observan diferencias grandes en los primeros años. Los tres primeros muestran comportamientos extraños por lo que se puede inicialmente marcar como datos sospechosos los registrados en los años 1991 a 1994, y parte del 1995. En ordenadas está representada la medida obtenida y en abscisas la longitud de onda.

Si se comienza a partir de abril de 1995, eliminando los ficheros anteriores, se obtiene lo representado en la figura 4.1.

Los dos gráficos representan todos los ficheros de referencia disponibles y el segundo no contiene aquellos que se consideran sospechosos.

Otro procedimiento de control se realizó tomando los promedios mensuales entre 1994 y 2002, cuya evolución a lo largo de cada año se puede ver representada en la figura 4.2. Se observó que tanto en 1994 como en 1995, los valores eran inferiores a los siguientes

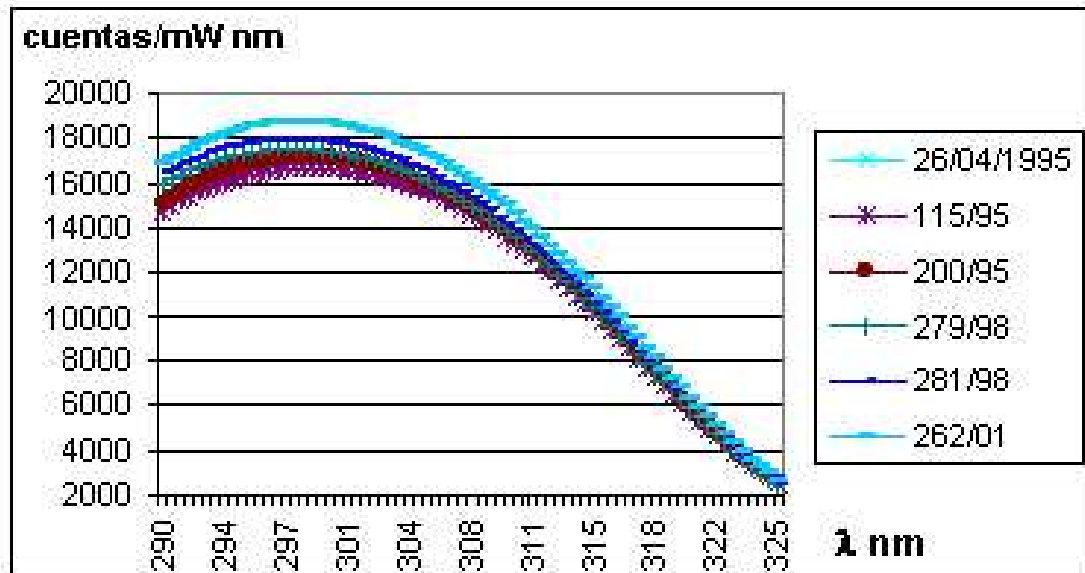


Figura 4.1: Gráfico de los ficheros de respuesta espectral para el periodo 1995-2001 del Brewer 070. Abscisas: longitud de onda en nm, ordenadas: E_{λ} en cuentas/mW nm

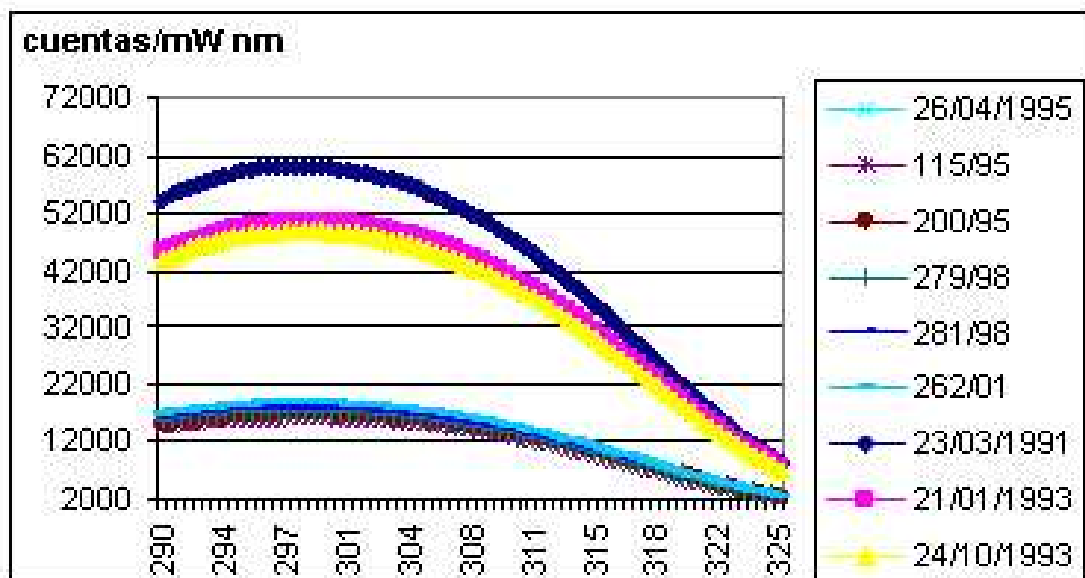


Figura 4.2: Evolución de los promedios mensuales de irradiancias globales de radiación UVB integrada diariamente para Madrid. Años 1994 a 2002 y promedio de todos los años. Abscisas: longitud de onda en nm, ordenadas: E_{λ} en cuentas/mW nm

años. Teniendo en cuenta que los valores promedio de la columna de ozono en Madrid eran inferiores en esos años (Camacho et al. 2003), el efecto de atenuación de la radiación ultravioleta por el ozono era inferior al de los años siguientes.

Por todo ello, se confirmaría la necesidad de no considerar para el estudio los datos de 1994 y 1995, y plantear éste tomando los datos a partir del año 1996.

4.4. Índice Ultravioleta (UVI)

Como ya citamos anteriormente, un espectro de acción o de actuación describe la efectividad relativa de la radiación UV en producir una respuesta biológica determinada en una longitud de onda concreta. Un espectro de acción para un efecto biológico determinado se emplea como un factor dependiente de la longitud de onda para la irradiancia espectral UV, integrando entonces sobre todas las longitudes de onda para encontrar la irradiancia biológica efectiva real.

La dosis UV efectiva para un periodo particular de exposición se calcula sumando la irradiancia efectiva para todo el periodo de exposición. El espectro de acción más importante para el uso cotidiano es el eritematígeno (enrojecimiento de la piel), la absorción por parte del ADN, y el cáncer de piel (no melanoma).

Al constituir las quemaduras un efecto negativo frecuente en la piel humana, el espectro de acción eritematígeno publicado por el organismo internacional CIE, ver puntos 1.2 y 2.2 del presente trabajo, es el más recomendado para su empleo a la hora de cuantificar el efecto dañino de la radiación UV sobre la piel. La denominada dosis eritematógena mínima, *MED* de sus siglas en inglés, se usa para describir el potencial eritematígeno de la radiación UV.

1 MED se define como la dosis efectiva de radiación UV que produce un enrojecimiento observable de la piel humana sin exposición previa. Sin embargo, debido a que los diferentes individuos no presentan la misma sensibilidad a la radiación UV debido a la protección propia de la piel (pigmentación), 1 MED varía en la población europea entre 200 y 500 J/m^2 .

El Índice Ultravioleta, *UVI* de sus siglas en inglés: UltraViolet Index, se formuló independientemente en varios países, y finalmente se ha estandarizado su definición y se ha publicado como una recomendación conjunta de la Organización Mundial de la Salud (WHO), la Organización Meteorológica Mundial (WMO), el Programa Medioambiental de las Naciones Unidas (UNEP), y la Comisión Internacional de Radiación No-ionizante (ICNIRP).

Expresado numéricamente, es equivalente a multiplicar la irradiancia efectiva media (W/m^2) por 40. Por ejemplo, una irradiancia efectiva de $0,2 W/m^2$ corresponde a un UVI de 8.

Si se da o se predice un valor máximo diario, se deben usar medias de 30 minutos de la irradiancia efectiva para calcular el UVI. Si se presentan medidas directas del UVI se recomienda usar medias de 5-10 minutos.

El UVI está recomendado como un medio para concienciar a la población sobre los efectos negativos que tiene la radiación solar UV en la salud, y para alertar a la sociedad sobre la necesidad de adoptar medidas de protección.

Existen variables medioambientales como las nubes o los aerosoles en suspensión, que son factores modificadores en la medida que afectan a la radiación ultravioleta mediante

su absorción o dispersión. Por otra parte, el UVI se define para una superficie horizontal, sin embargo las condiciones para una superficie inclinada son más importantes para la exposición humana a la radiación UV. Habitualmente, el hombre se encuentra en posición vertical, por lo que se asemeja más a una superficie vertical o inclinada.

Se trata, por tanto, de una unidad de medida de los niveles de radiación UV relativos a sus efectos sobre la piel humana (UV que induce eritema). Se define como la irradiancia efectiva obtenida al integrar la irradiancia espectral modificada, aplicándole como función de peso el espectro de acción de referencia CIE (1987) hasta 400 nm, y normalizado a 1 en 297 nm. Detalles de dicha definición se encuentran en el Apéndice A de este trabajo.

4.5. Medidas de insolación en Madrid 1996-2002

Bajo estas circunstancias, es muy importante la caracterización de la nubosidad ya que, por eliminación de otros factores, se presume que será el factor principal de modulación de la radiación ultravioleta.

Un primer índice de insolación fue definido por Turner en 1962 utilizando cuatro categorías para aquellos casos en los que la cobertura de nubes era inferior o igual a 5/10. Estas categorías dependían de la altura del sol sobre el horizonte, y variaban por lo tanto a lo largo del día.

En el presente trabajo se utilizan datos diarios integrados de radiación, por lo que se tendrá que definir un índice que tenga en cuenta la insolación total diaria.

Se entenderá como *insolación* el número de horas en que la intensidad de la radiación solar sobrepasa un determinado umbral, que se establece en 120 W/m^2 .

Para clasificar si un día puede considerarse como despejado, nuboso o cubierto, independientemente de la época del año y de las horas de insolación reales, se propone un índice $C2$ similar al definido por Garcia et al. (2000), y calculado como indica la ecuación siguiente:

$$C2 = 1 - \frac{\text{horas de sol observadas}}{\text{duración teórica del día}} \quad (4.1)$$

El valor del índice varía desde 0 hasta 1.

Valores de $C2$ próximos a cero indicarán cielos predominantemente despejados a lo largo del día, mientras que los valores próximos a 1 indicarán predominio de la nubosidad abundante o cielos cubiertos durante todo el día.

Para medir la insolación pueden utilizarse dos instrumentos de medida: el heliógrafo de Campell-Stokes y el pirheliómetro.

Si calculamos el valor del coeficiente $C2$ con los valores registrados por cada uno de los aparatos y llamamos $C2_{cs}$ al obtenido mediante el heliógrafo y $C2_p$ al obtenido mediante el pirheliómetro, para el observatorio de Madrid anteriormente descrito, se obtienen los promedios diarios para el periodo 1996-2002 y sus respectivas desviaciones estándar, cuyos valores se encuentran en la tabla 4.2.

	$C2_{cs}$	$C2_p$	$C2_{cs} - C2_p$
PROMEDIO	0,37	0,38	-0,01
DESV ESTD	0,31	0,33	0,03

Tabla 4.2: Comparación del coeficiente $C2$ con la insolación medida con dos instrumentos diferentes. $C2_{cs}$ con el heliógrafo, $C2_p$ con pirheliómetro.

El valor del promedio es similar en ambos casos, pero la desviación estándar es superior en el caso del pirheliómetro.

Teniendo en cuenta la alta variabilidad natural de la insolación, podemos deducir que este aparato es más sensible que el heliógrafo en la medición de los valores de insolación. Del examen de las bandas de los heliógrafos se conoce que existen en ocasiones errores importantes puntuales cuando ocurren cambios rápidos de cielo lluvioso a soleado.

Mediante comparación diaria de ambas cantidades $C2_{cs}$ y $C2_p$, e imponiendo la condición de que la diferencia entre ambas fuera superior en valor absoluto a 0,25, se obtuvo un listado de 7 días en que ocurría dicho evento: 17/04/1998, 04/03/1999, 16/05/1999, 08/08/1999, 31/03/2000, 16/02/2001, y 26/11/2001.

Se ha realizado un control día a día de las condiciones en que se realizaron las medidas, y tras él, se aprecia un error en el dato del pirheliómetro el día 16 de febrero de 2001. En las demás fechas, se aprecian problemas en la determinación de la insolación a partir de la banda del heliógrafo. Los eventos observados fueron: problemas de bandas mojadas por precipitación, nubes desarrolladas alternando con periodos de insolación en cortos periodos de tiempo, y rocío matinal que tarda en evaporarse en la banda.

Un análisis estadístico más amplio de las variaciones del coeficiente $C2_p$ en la Ciudad Universitaria de Madrid con 2557 valores comprendidos entre 0,024 y 1,0, y su representación en histograma de frecuencias por intervalos de 0,1 muestra los siguientes resultados, recogidos en la figura 4.3.

Se aprecia un elevado predominio de los días con poca o muy poca nubosidad. Para el caso de valores iguales o superiores a 0,5 existe una marcada concentración en los valores altos entre 0,9 y 1,0, indicando una marcada preferencia por esa clase cuando la insolación

se reduce a valores inferiores a la mitad de las horas de Sol teóricas.

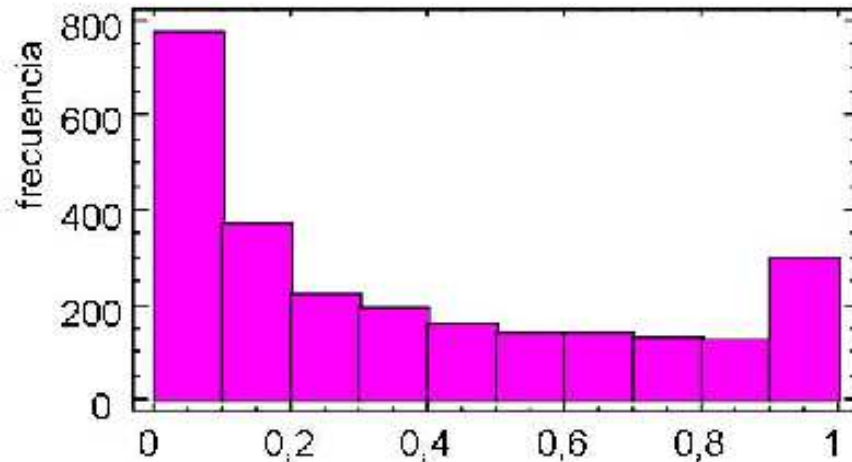


Figura 4.3: Histograma del coeficiente de nubosidad según clases de intervalos de 0,1 en el Observatorio de Madrid (Centro Radiométrico). Periodo 1996-2002. En abscisas se representa $C2_p$.

Si se realiza una fragmentación mayor del histograma duplicando el número de casos y se dibuja un gráfico frecuencia/valor medio de cada clase se obtiene la figura 4.4. Los valores están repartidos de manera bastante uniforme entre 0,2 y 0,9, aunque existe una tendencia ligera a aumentar el número de casos para los valores bajos de $C2_p$. Hay que destacar sobre lo dicho en el párrafo anterior el aumento exponencial de los casos para los valores de coeficiente de insolación más bajos. Tras varias pruebas de ajuste, no se ha logrado realizar ningún ajuste aceptable para la curva completa.

Resumen Estadístico para $C2_p$:

- Frecuencia = 2557
- Media = 0,37

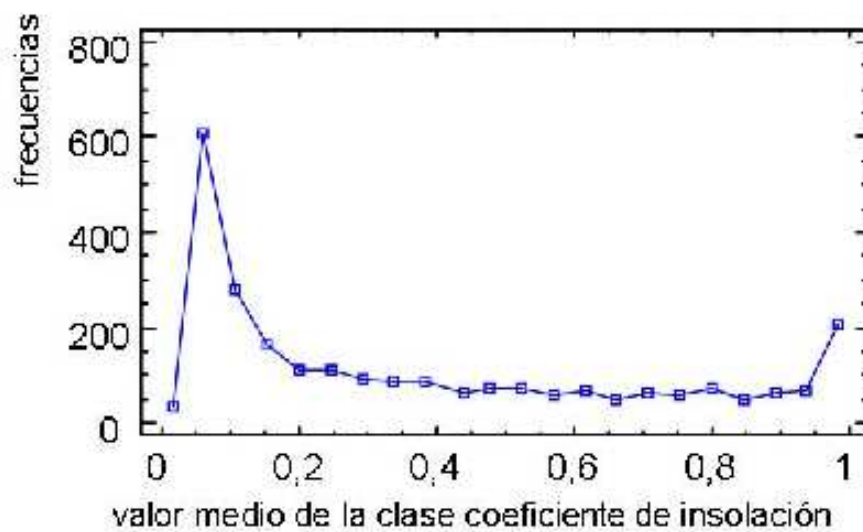


Figura 4.4: Frecuencias vs valor medio de cada clase para el coeficiente de insolación C2 de Madrid. Intervalos 0,05 Período 1996-2002.

- Varianza = 0,10
- Desviación típica = 0,32
- Mínimo = 0,02
- Máximo = 1,0
- Rango = 0,98

Percentiles para $C2_p$:

- 1,0 % = 0,04
- 5,0 % = 0,05
- 10,0 % = 0,05
- 25,0 % = 0,09
- 50,0 % = 0,26

- 75,0 % = 0,63
- 90,0 % = 0,94
- 95,0 % = 1,0
- 99,0 % = 1,0

Se aprecia sobre Madrid el predominio de cielos poco nubosos al estar el nivel del 50 % de probabilidad en el valor de $C2_p$ igual a 0,257, valor que correspondería a la mediana. La media en cambio tiene un valor superior, indicando de nuevo esa mayor frecuencia de datos en valores bajos ya comentada.

Los valores anuales promedio del coeficiente $C2_p$ son los que aparecen en la tabla 4.3

AÑO	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
DÍAS	366	365	365	365	366	365	365
PROMEDIO	0,38	0,40	0,35	0,36	0,35	0,38	0,42

Tabla 4.3: Valores anuales promedio del coeficiente $C2$. Observatorio de Madrid (Centro Radiométrico). Periodo 1996-2002.

Podríamos concluir a partir de los datos obtenidos, que 1997 y 2002 fueron los dos años con más nubosidad. En los años 1998, 1999 y 2000 hubo más insolación.

A continuación (fig. 4.5), se representa la evolución del promedio diario a lo largo del año mediante el uso de una media móvil de 5 días para filtrar parcialmente las oscilaciones diarias. En abscisas se representa el día juliano y en ordenadas el valor de $C2_p$.

Se aprecia claramente en el centro de la gráfica el periodo del verano con poca nubosidad en Madrid. Se aprecia la primera quincena de mayo con un pico muy significativo

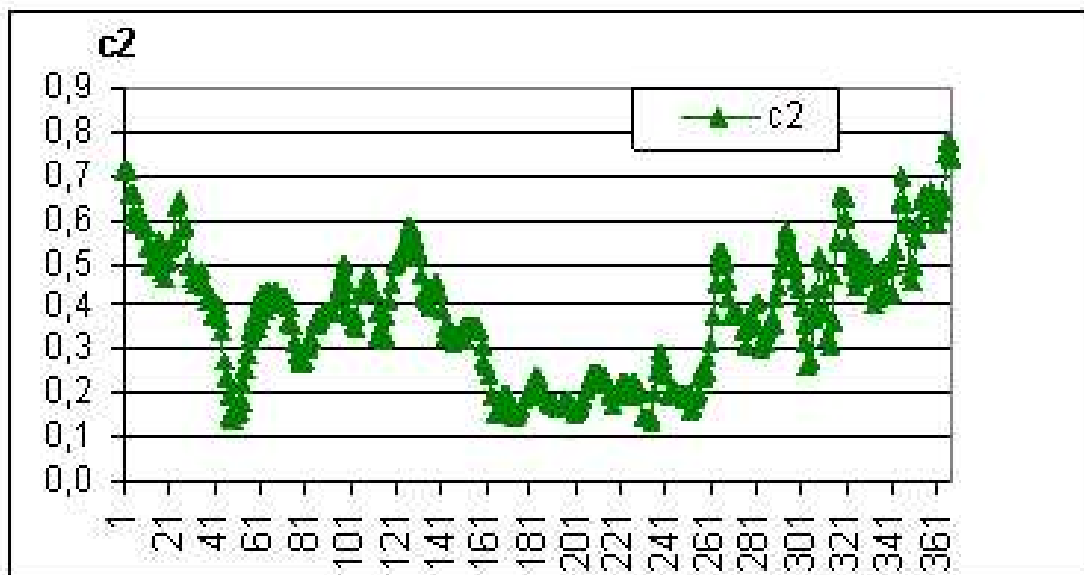


Figura 4.5: Media móvil de cinco días del promedio de cada día juliano del coeficiente de nubosidad basado en datos de pirheliómetros para el periodo 1996 a 2002. En ordenadas el coeficiente de nubosidad $C2_p$, en abscisas los días del año.

de nubosidad, el cual habrá que tener en cuenta para explicar otros hechos en el comportamiento estacional de la radiación visible y ultravioleta. Hay un hecho remarcable: el periodo de menor nubosidad muy marcado que aparece a finales de febrero.

El análisis de promedios mensuales proporciona la información recogida en la tabla 4.4.

La representación de los valores promedio mensuales a lo largo de todos los años del estudio se puede ver en la figura 4.6.

Julio es en Madrid el mes de más insolación en promedio, pero agosto es el que presenta menores variaciones. Llama la atención en enero y en marzo la diversidad de valores. O es muy soleado el mes, o es muy nuboso. Febrero es claramente más soleado. Abril tienen también una gran dispersión. Mayo tiene poca dispersión, con valores relativamente altos de nubosidad, Junio es relativamente soleado con julio y agosto como los meses más soleados. Septiembre es relativamente estable pero menos soleado, octubre es muy variable, y

MES	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	PROMEDIO
ENERO	0,72	0,69	0,63	0,35	0,28	0,66	0,57	0,56
FEBRERO	0,35	0,29	0,39	0,31	0,23	0,36	0,33	0,32
MARZO	0,37	0,11	0,28	0,36	0,33	0,64	0,50	0,37
ABRIL	0,35	0,39	0,53	0,35	0,61	0,28	0,36	0,41
MAYO	0,40	0,45	0,52	0,41	0,45	0,43	0,38	0,43
JUNIO	0,17	0,39	0,19	0,26	0,16	0,15	0,28	0,23
JULIO	0,25	0,30	0,11	0,20	0,15	0,25	0,15	0,20
AGOSTO	0,18	0,24	0,20	0,21	0,15	0,22	0,24	0,21
SEPTIEMBRE	0,32	0,26	0,40	0,37	0,20	0,28	0,37	0,31
OCTUBRE	0,22	0,35	0,26	0,62	0,30	0,51	0,51	0,40
NOVIEMBRE	0,45	0,69	0,33	0,31	0,65	0,34	0,66	0,48
DICIEMBRE	0,72	0,68	0,39	0,52	0,76	0,41	0,65	0,59

Tabla 4.4: Valores promedios mensuales de $C2_P$ para cada año y valor promedio para el periodo de estudio completo para cada mes. Periodo 1996-2002.

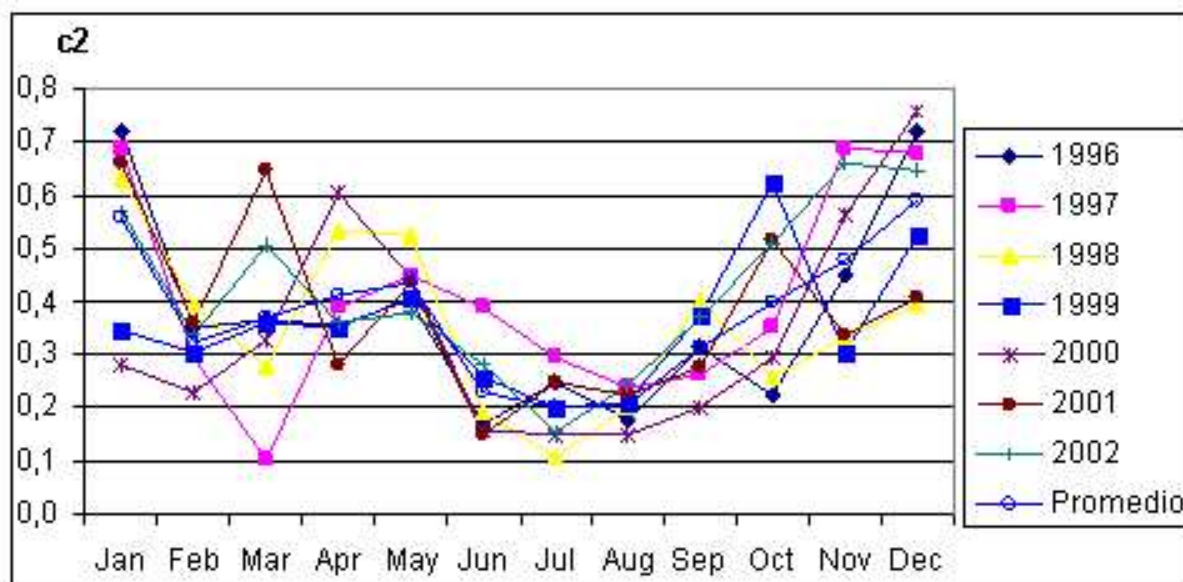


Figura 4.6: Valores promedios mensuales del coeficiente de insolación C_2 para el observatorio de Madrid (Centro Radiométrico). Periodo 1996-2002. En ordenadas el coeficiente de nubosidad C_{2p} , en abscisas los meses del año.

noviembre y diciembre poco soleados y muy variables.

Un análisis propuesto similar al realizado inicialmente para mostrar la distribución del total de ozono en columna sobre Madrid (Camacho et al., 2003), es agrupar los datos por quincenas de 15 ó 16 días, según el esquema mostrado en la tabla 4.5. Esta distribución está tomada del trabajo mencionado y se repite en los trabajos sobre radiación global y ultravioleta (Gutiérrez et al., 2006) y (Camacho et al., 2004).

Con la representación gráfica de la figura 4.7, vemos que los mínimos se producen en la segunda quincena y en el mes de julio, aumentado ligeramente en el mes de agosto pero con valores muy bajos. Se aprecia un mínimo de nubosidad muy claro en la segunda quincena de febrero. El máximo corresponde a las dos quincenas: primera de enero y última de diciembre. Sin embargo, se aprecia un máximo relativo apuntado en la primera quincena de agosto, y también otro menos destacado en la segunda quincena de septiembre.

FECHA	QUINCENA	PROMEDIO	DESVSTD	MAX ABS	MIN ABS
1 ENE-15 ENE	1	0,58	0,37	1,00	0,05
16 ENE-31 ENE	2	0,53	0,38	1,00	0,04
1 FEB-15 FEB	3	0,40	0,33	1,00	0,03
16 FEB-1 MAR	4	0,25	0,28	1,00	0,03
2 MAR-16 MAR	5	0,41	0,35	1,00	0,03
17 MAR-1 ABR	6	0,34	0,31	1,00	0,04
2 ABR-16 ABR	7	0,42	0,31	1,00	0,04
17 ABR-2 MAY	8	0,42	0,30	1,00	0,04
3 MAY-17 MAY	9	0,49	0,30	1,00	0,05
18 MAY-1 JUN	10	0,35	0,27	1,00	0,05
2 JUN-16 JUN	11	0,26	0,25	0,99	0,05
17 JUN-1 JUL	12	0,19	0,19	0,80	0,05
2 JUL-16 JUL	13	0,19	0,17	0,66	0,04
17 JUL-1 AGO	14	0,21	0,20	0,88	0,04
2 AGO-16 AGO	15	0,21	0,21	0,97	0,04
17 AGO-1 SEP	16	0,21	0,19	0,96	0,04
2 SEP-16 SEP	17	0,21	0,22	0,96	0,03
17 SEP-1 OCT	18	0,43	0,31	1,00	0,03
2 OCT-16 OCT	19	0,36	0,31	1,00	0,03
17 OCT-31 OCT	20	0,43	0,34	1,00	0,03
1 NOV-15 NOV	21	0,49	0,36	1,00	0,02
16 NOV-30 NOV	22	0,48	0,36	1,00	0,04
1 DIC-15 DIC	23	0,52	0,36	1,00	0,05
16 DIC-31 DIC	24	0,66	0,35	1,00	0,07

Tabla 4.5: Valores promedios mensuales de C2 para cada año y valor promedio para el periodo de estudio completo para cada mes. Madrid. Periodo 1996-2002.

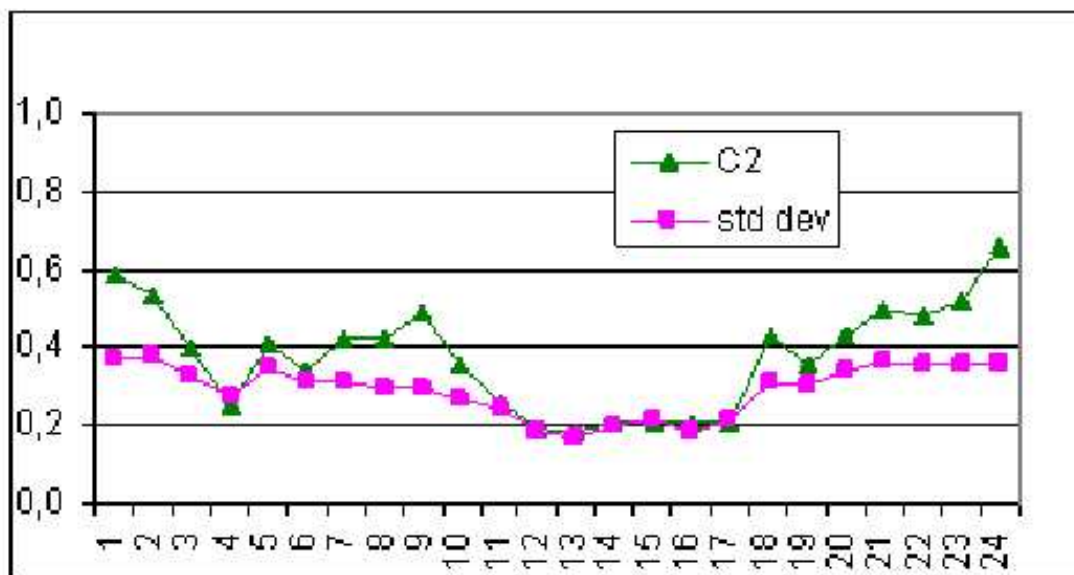


Figura 4.7: Evolución anual del promedio de valores de C2 en cada quincena entre 1996 y 2002. En abscisas las 24 quincenas del año de acuerdo a la definición de la tabla 4.5.

El aumento de los valores de la desviación estándar indicaría un aumento de la variabilidad dentro de los valores diarios de C2 de cada quincena, en otoño e invierno. En cambio en la primera quincena de mayo, quincena 9, el valor promedio es elevado pero la desviación estándar es inferior a la de otoño e invierno. Ello indicaría la existencia de una agrupación de la población de valores de C2 de manera más estrecha alrededor de valores más elevados de nubosidad. Por tanto, la probabilidad de tener un día con insolación próxima a la mitad del valor teórico, sería elevada.

El mínimo de variabilidad se da en julio, siendo la época cálida establemente poco nubosa.

Como conclusiones finales, se tiene que la primera quincena de mayo es notablemente nubosa en Madrid, donde desde mediados del mes de junio y hasta mitad de septiembre la insolación es buena. Estas consecuencias permitirán realizar ciertos ensayos para representar el efecto del ozono y permitirán explicar ciertas características de la evolución

anual de la radiación ultravioleta B.

Capítulo 5

Estudio para el caso de Madrid

En este capítulo se encuentra lo que podemos considerar como una aproximación a la climatología de la radiación solar en Madrid y sobre todo a la de la radiación ultravioleta B. Se estudian por separado las series de UVB obtenidas por dos instrumentos diferentes y se finaliza con la descripción de la relación estadística que existe entre las dos.

5.1. Radiación global. Evolución anual en Madrid.

Relación con la nubosidad

Como paso previo al análisis de la radiación ultravioleta se realizó un estudio de carácter general para caracterizar en el mismo periodo la radiación global en el mismo emplazamiento utilizando los datos del CRN, Centro Radiométrico Nacional, de los piranómetros y pirheliómetros allí instalados. Se utilizaron los valores registrados de radiación global, directa y difusa entre los años 1994 y 2003. Los resultados se han presentado en un formato similar al que se utilizará para presentar los valores de radiación ultravioleta.

No se aprecia singularidad en los valores de 1994 y 1995. Este hecho es importante resaltarlo para ver la comparación de promedios anuales de radiación ultravioleta y ver

qué ocurre en estos dos años. Sí parece haber una ligera disminución en la radiación directa en 1997. En el año 2000 se aprecia un ligero aumento de la directa y una ligera disminución en la difusa. La radiación global promedio presenta el valor más elevado en el periodo considerado.

AÑO	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
DÍAS	365	365	366	365	365	365	366	365	365	365
PROMEDIOS	1671	1691	1667	1616	1651	1654	1681	1649	1624	1659

Tabla 5.1: Radiación global 1994-2003, Madrid. Valores en kJm^{-2} . Datos del CRN, Ciudad Universitaria. INM

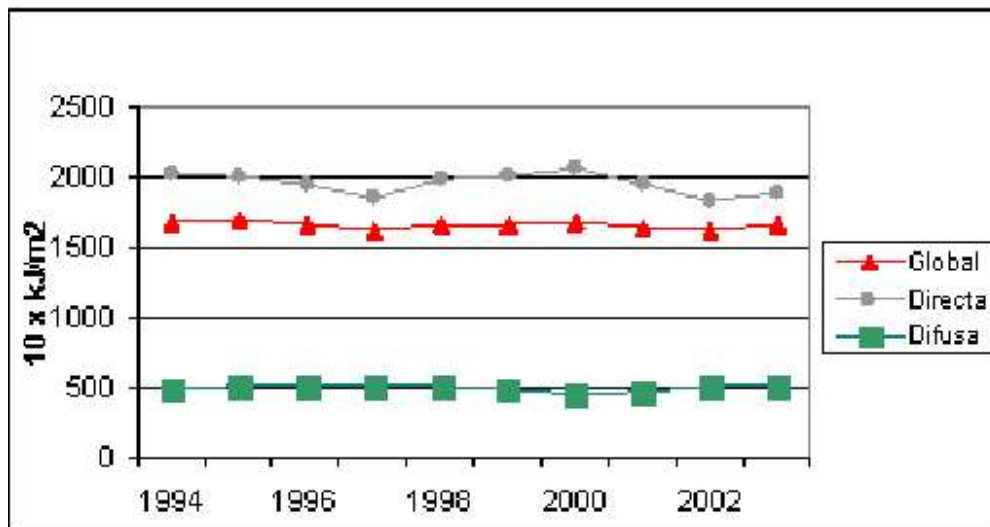


Figura 5.1: Promedios anuales de radiación diaria global, directa y difusa para Madrid. Periodo 1994 a 2002.(a)

En las tablas 5.1, 5.2, y 5.3, pueden verse los valores promedios mensuales de la radiación solar global, directa, y difusa en los años 1994 a 2003 en la estación de Ciudad Universitaria de Madrid.

AÑO	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
DÍAS	365	365	366	365	365	365	366	365	365	365
PROMEDIOS	2023	1997	1953	1855	1979	2001	2058	1941	1834	1883

Tabla 5.2: Radiación directa 1994-2003, Madrid. Valores en kJm^{-2} . Datos del CRN, Ciudad Universitaria. INM

AÑO	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
DÍAS	365	365	366	365	365	365	366	365	365	365
PROMEDIOS	503	520	510	520	510	500	460	486	515	517

Tabla 5.3: Radiación difusa 1994-2003, Madrid. Valores en kJm^{-2} . Datos del CRN, Ciudad Universitaria. INM

5.2. Radiación global 1994-2003. Madrid

Si representamos los valores promedio mensuales para el periodo 1994-2003 se obtiene la evolución de cada año de dicho periodo, la cual representamos en las figuras 5.4, 5.5.

Se observan tres hechos destacados: una rotura del valor de la pendiente en el mes de mayo para la radiación directa. el máximo valor para la radiación difusa se produce en mayo, y que los valores máximos de radiación global y directa se producen en julio.

Introduciendo los datos de promedio mensuales generados para Madrid en el periodo 1975-2005 con los promedios extremos mensuales: máximos y mínimos publicados en el calendario meteorológico de 2007 del INM, y comparando con el promedio mensual para todos los meses en el periodo 1994-2003 y sus respectivos valores promedio extremos, obtenemos el gráfico representado en la figura 5.5.

Se observa que en el mes de mayo los valores del periodo 1994 a 2003 fueron inferiores a los del promedio del periodo más amplio. En esa década, el mes de mayo registró valo-

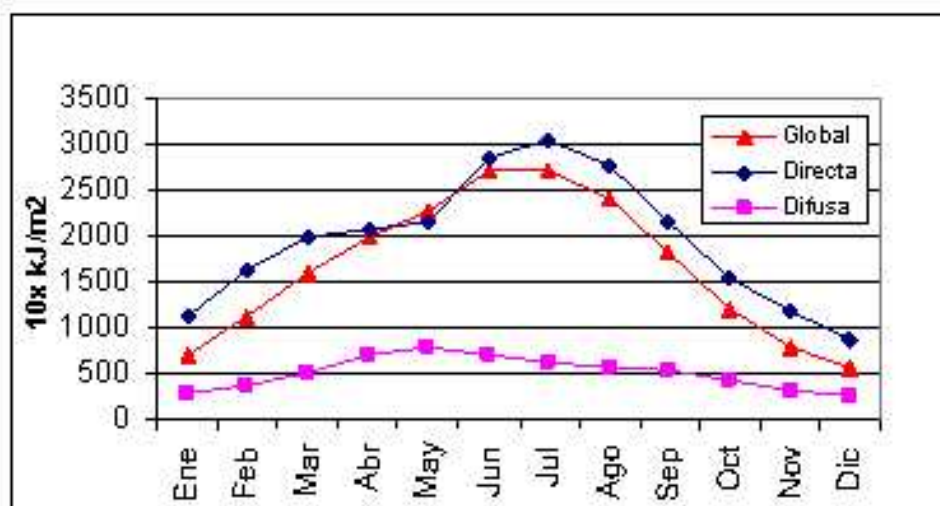


Figura 5.2: Promedios mensuales de radiación diaria global, directa y difusa a lo largo de la década 1994 a 2003 en el observatorio de Madrid.

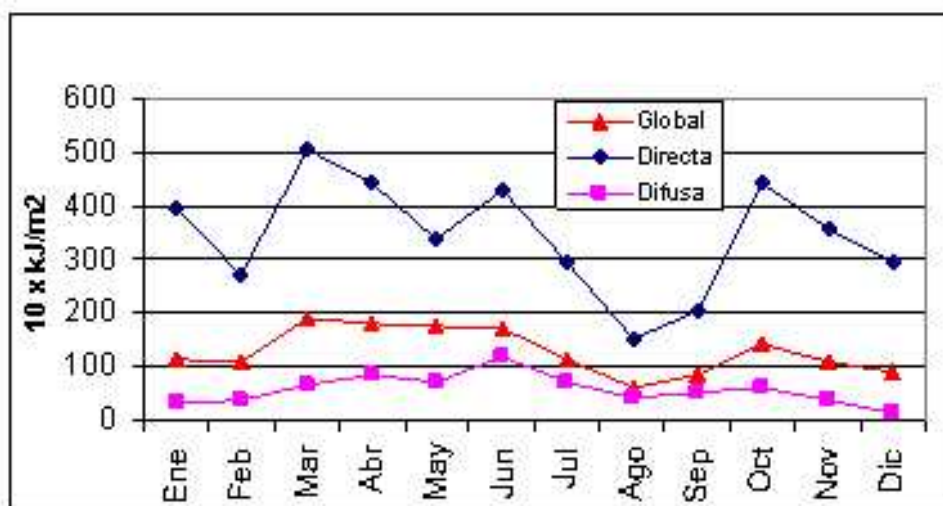


Figura 5.3: Desviaciones estándar mensuales de radiación diaria global, directa y difusa a lo largo de la década 1994 a 2003 para el observatorio de Madrid.

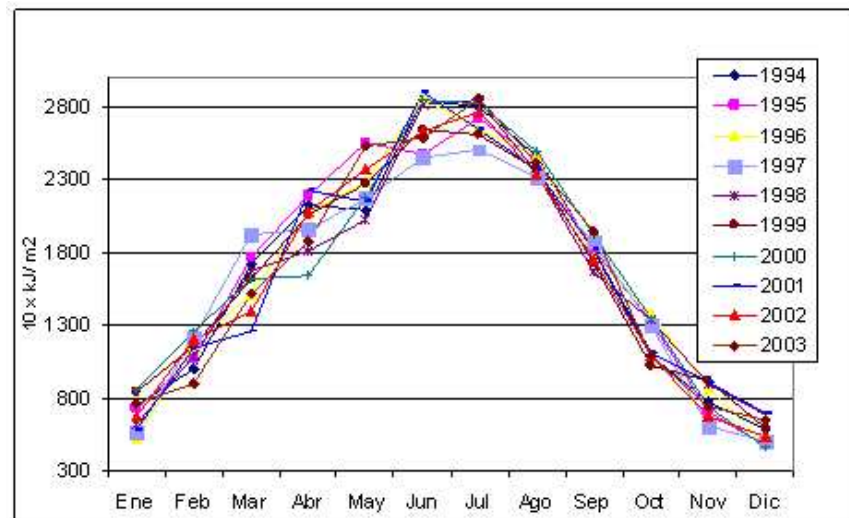


Figura 5.4: Evolución de los promedios mensuales año por año en el periodo 1994-2003. Radiación Global. Observatorio Madrid (Centro Radiométrico). Unidades $10 \times \text{kJ/m}^2$

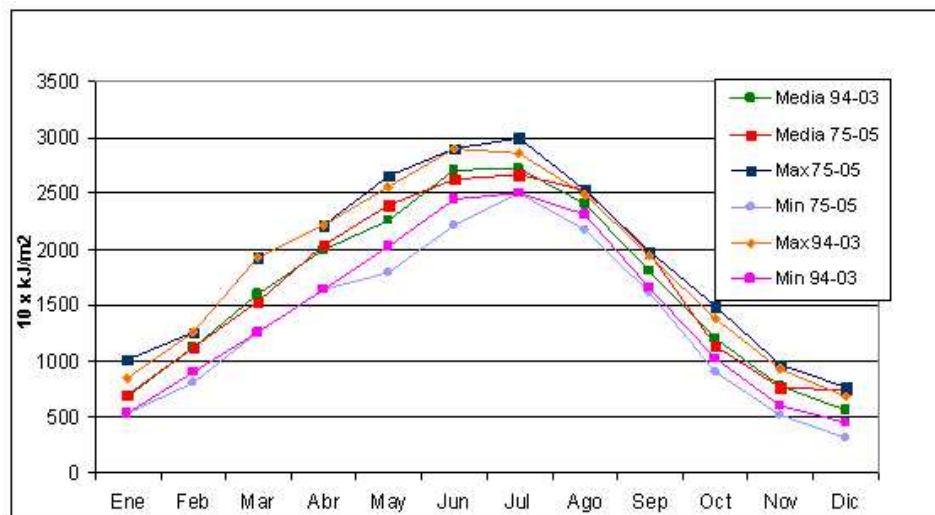


Figura 5.5: Evolución comparativa de los promedios mes a mes y promedios extremos de la radiación global para los periodos 1975-2005 y 1994-2003. Observatorio Madrid Centro Radiométrico. Unidades $10 \cdot \text{kJ/m}^2$

res inferiores en promedio, sin embargo, tanto en junio como en julio los registros fueron superiores para la década objeto de estudio. Y septiembre y noviembre tuvieron valores inferiores en la década del estudio respecto al periodo de 30 años en que se disponen datos. Se puede decir que el periodo veraniego registró mayor cantidad de radiación global en la década de estudio que en el promedio de todo el periodo de registro. Todo lo contrario de los meses de mayo, septiembre y octubre.

Las variaciones entre los promedios 1994-2003 y 1975-2005 son mínimas y están muy por debajo de una unidad de desviación estándar de los valores diarios respecto a la media 94-03 tal y como se ve en la tabla 5.4.

MES	Media 94-03	Desv std	Media 75-05	Max 75-05	Min 75-05	Max 94-03	Min 94-03
ENERO	687,4	114,9	704	1012	527	850	527
FEBRERO	1117,5	107,9	1115	1254	801	1254	900
MARZO	1599,2	188,8	1527	1922	1258	1922	1258
ABRIL	2000,3	181,0	2039	2221	1641	2221	1641
MAYO	2259,5	178,0	2398	2648	1791	2553	2019
JUNIO	2702,6	170,5	2629	2899	2209	2899	2445
JULIO	2717,6	116,4	2665	2995	2497	2855	2506
AGOSTO	2399,9	61,1	2525	2535	2180	2489	2312
SEPTIEMBRE	1808,9	86,8	1965	1985	1612	1943	1660
OCTUBRE	1208,9	141,2	1136	1487	899	1384	1024
NOVIEMBRE	782,3	110,2	762	973	526	924	605
DICIEMBRE	563,0	89,4	738	761	314	690	455

Tabla 5.4: Valores promedio y valores extremos para los periodos: 1994-2003 y 1975-2005 y desviación estándar para el primero de los periodos. Radiación global. Observatorio Centro Radiométrico Madrid.

Para continuar con el análisis de manera similar a la insolación y al que realizaremos después para la radiación ultravioleta, calculamos los valores promedio diarios utilizando una media móvil de 5 días para el periodo 1994-2003 y el promedio por quincenas para la radiación global, directa y difusa.

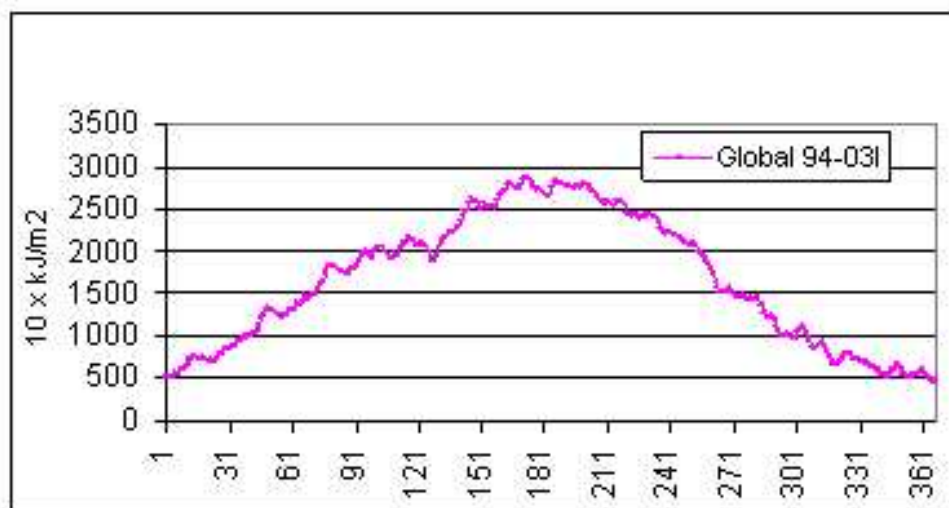


Figura 5.6: Evolución de la media móvil de cinco días de la radiación global para el periodo 1994 a 2003 en Madrid.

Los promedios de los valores diarios por quincena, y promedio de quincenas contando todos los años entre 1994 y 2003 se representan en la figura 5.7

En la figura 5.7 se observa el mínimo relativo que ocurre en la primera quincena de mayo. En el gráfico quincenal se observa que dicho mínimo desaparece al promediar sobre quince días pero en cambio se aprecia un mínimo relativo en la radiación diaria como consecuencia del máximo relativo de nubosidad en esa quincena que se mostraba en el capítulo anterior. En cambio, la radiación difusa alcanza su valor anual máximo. Los valores máximos de radiación global se registran en la segunda quincena de junio y la primera de julio. El pico de radiación directa se registra en la quincena 13, es decir, la primera de julio. La evolución del promedio de la radiación global a lo largo del otoño y del invierno

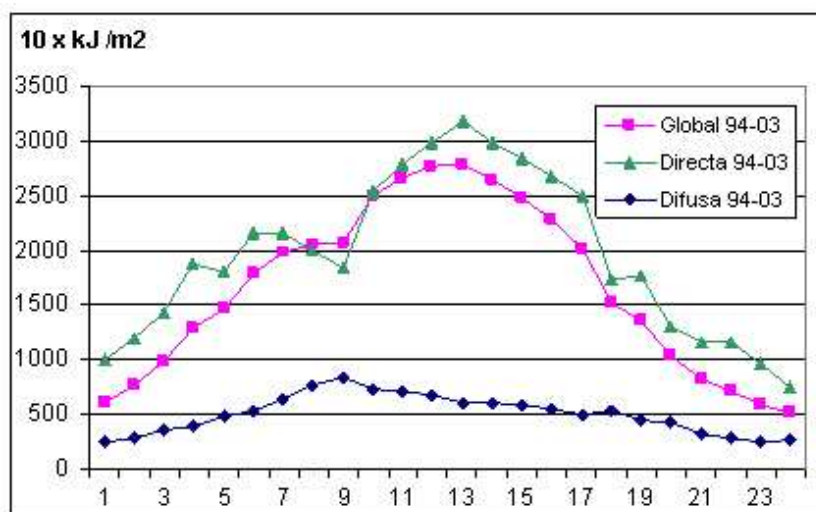


Figura 5.7: Promedio de valores diarios de radiación global para cada quincena en los años entre 1994 a 2003 para Madrid. Valores en $10 \cdot kJ/m^2$. Ordenadas: radiación global, abscisas: días.

es más suave que la de la radiación directa. Esta última presenta otro máximo secundario en la quincena 19 (primera de octubre). También presenta otro máximo secundario en la segunda quincena de febrero.

Se observa en la figura 5.8 que los valores de la desviación estándar son mayores en las quincenas de primavera en las tres magnitudes. El verano es la estación en la que la desviación estándar disminuye, y al estar asociado con valores promedio altos podemos inferir que la variabilidad de las tres magnitudes es menor. En el invierno, los valores de la desviación estándar son más pequeños, pero como los valores de los promedios también lo son, la variabilidad es más acusada que en el verano. Destaca los valores sensiblemente mayores de la desviación estándar de la radiación directa frente a los valores de la radiación global.

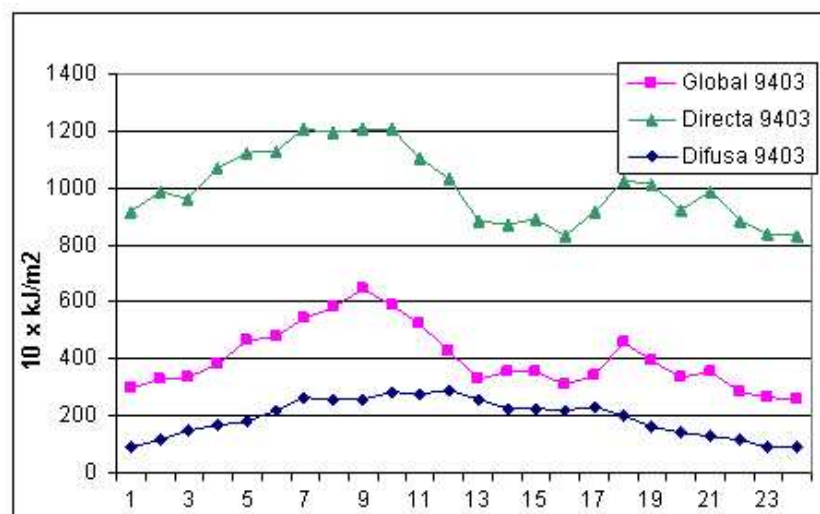


Figura 5.8: Promedio de valores diarios de desviación estándar de radiación global para cada quincena en los años entre 1994 a 2003 para Madrid. Valores en $10 \cdot kJ/m^2$. Ordenadas: desviación estándar de radiación global, abscisas: quincenas.

5.3. Radiación ultravioleta. Evolución anual en Madrid.

Brewer 070

Un estudio preliminar para caracterizar la radiación UVB en Madrid utilizando valores procedentes del Brewer 070, y utilizando datos entre 1994 y 1997, fue realizado y presentado (García et al, 2000) con anterioridad. Por ello, se consideró inicialmente como objeto de este trabajo el periodo entre 1994 y 2002. Sin embargo, después de aplicar los controles de calidad sobre los datos descritos en el capítulo 4, se observó que los valores de 1994 y 1995 eran significativamente inferiores a los de siguientes años, en particular a los del promedio 1996-2002 (figura 5.9). Del análisis realizado en el apartado anterior para los valores de radiación global, directa y difusa, no se observaron diferencias significativas para esos dos años respecto a los otros años considerados, tal y como se aprecia en las tablas y gráficos de la sección anterior, por lo que se considera que los valores de UVB de esos dos años habrían sido similares a los de los años siguientes.

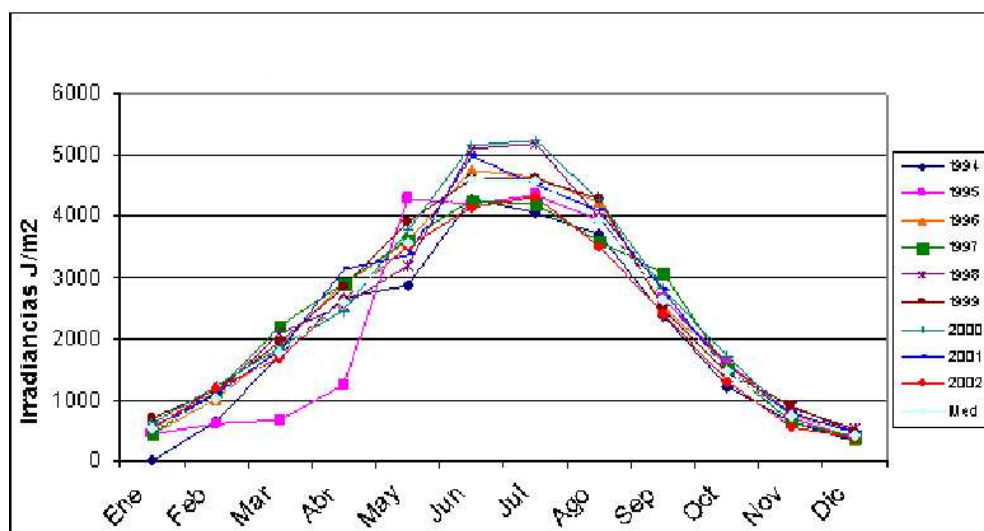


Figura 5.9: Promedios mensuales de radiación ultravioleta diaria medidos por el espectrofotómetro Brewer 070 entre 1994 y 2002 en Madrid. La irradiancia está expresada en $Julios/m^2$.

A partir de 2003 no fue posible obtener información sobre la calidad de los datos Brewer, hecho que aconsejó no prolongar el estudio en ese año por lo que se consideró el periodo 1996-2002 como el adecuado. Además, la entrada en servicio del piranómetro YES UVB-1 a final de 1995, proporcionaba una valiosa fuente de comparación de valores. Al final se ha considerado únicamente el periodo 1996 a 2002. Los valores son integraciones diarias de la radiación modificada mediante el espectro de Diffey tal y como se mencionó en el capítulo 3.

De acuerdo a la metodología anteriormente establecida, los promedios mensuales expresados en $Julios/m^2$ son los que se presentan en la tabla 5.5.

Destacan de manera clara los valores muy altos de la desviación estándar en los meses de primavera. En particular, en el mes de mayo su valor es casi la tercera parte del valor medio. Esto se traduce en la muy alta variabilidad que tienen los valores diarios en esos meses. En marzo, abril y mayo los valores de UV pueden ser muy altos o muy bajos.

MES	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	Media	DsvStd	Max	Min
Ene	436	433	542	695	595	491	535	532	228	1082	89
Feb	1021	1134	1096	1149	1220	1091	1174	1126	354	1861	163
Mar	1852	2213	2097	1953	1869	1800	1680	1923	653	3679	249
Abr	2912	2890	2543	2853	2456	3140	2643	2777	935	4847	173
May	3582	3623	3191	3903	3768	3352	3503	3560	1083	5742	713
Jun	4767	4254	5106	4622	5160	4993	4143	4721	928	6413	1190
Jul	4649	4217	5186	4623	5236	4535	4322	4681	736	5931	2517
Ago	4224	3594	3981	4277	4252	4091	3499	3988	690	5460	1563
Sep	2512	3064	2636	2483	2820	2784	2394	2670	724	4109	415
Oct	1574	1516	1562	1455	1716	1442	1293	1508	501	2771	466
Nov	796	638	859	899	733	781	547	750	298	1356	112
Dic	354	388	512	476	393	474	373	424	159	925	60

Tabla 5.5: Promedios mensuales de valores diarios de irradiancia UVB medido por el espectrofotómetro Brewer 070 en Madrid. Max indica el valor extremo máximo del mes en el periodo. Min indica el valor extremo mínimo del mes en el periodo.

Una posible explicación del elevado valor de la desviación estándar es los valores relativamente elevados de cobertura nubosa que se dan en esos meses, como se deduce de los valores relativamente bajos del índice de insolación C2. El efecto de la nubosidad llevaría a una reducción general de la radiación, pero diferentes tipos de nubes tienen efectos distintos en dicha reducción dependiendo de su consistencia, altura y del ángulo solar, proporcionando una fuerte variabilidad para los valores totales diarios finales. Se ha demostrado que hay una dispersión grande en los efectos de la nubosidad para el mismo valor de la cobertura nubosa incluso para un mismo lugar y un mismo periodo, lo cual no resulta sorprendente si se tiene en cuenta que la cobertura nubosa o un índice de insolación es una pobre descripción de las condiciones de estado del cielo (Calbó et al., 2005). En cambio los valores de la desviación estándar en otoño son sensiblemente menores indicando que la variabilidad es mucho menor. En la columna de valores extremos, destaca que en abril y mayo haya días en que se pase de los 4500 Jm^2 . Si aplicamos un filtro de media móvil de cinco días esos picos desaparecen (figura 5.10).

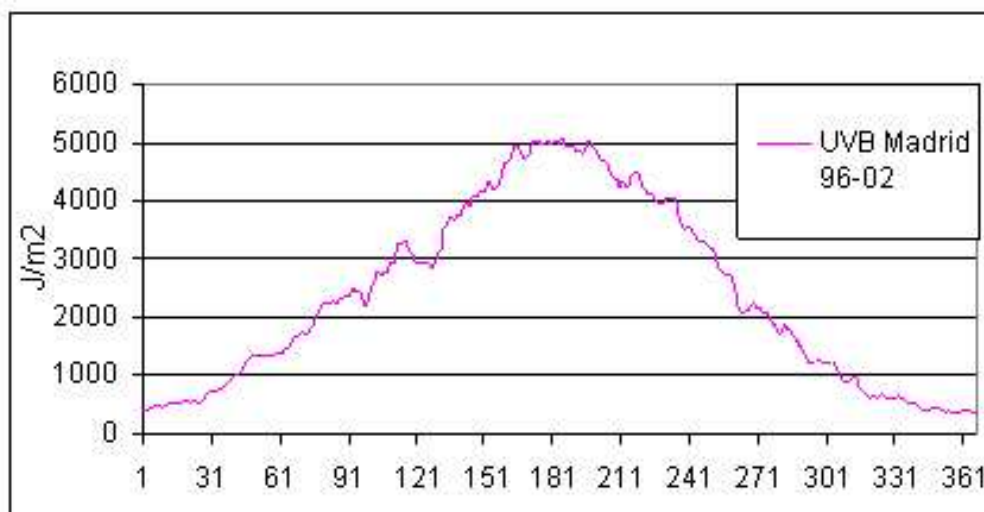


Figura 5.10: Valores diarios promedios de radiación UVB Brewer filtrados mediante media móvil de 5 días. Madrid.

En la siguiente tabla, 5.6, se relacionan los valores del promedio de todos los días

del años, los valores máximo y mínimo de los promedios diarios, los valores máximo y mínimo del promedio diario suavizado mediante un filtro de media móvil de cinco días y, finalmente los valores absolutos máximo y mínimo de irradiancia global diaria integrada mediante el espectro de acción eritemática:

Promedio anual	2392,4		
Valor máximo medio	426,7	Max 5D	5051,4
Valor mínimo medio	274,8	Min 5D	367,2
Valor máximo absoluto	6413,1		
Valor mínimo absoluto	60,0		

Tabla 5.6: Valor promedio anual de los valores diarios de radiación UV. Valores promedio extremos diarios sin filtrar y con filtro de media móvil de cinco días. Valores absolutos extremos.

Los valores extremos suben tanto en días singulares como en promedio 5-D. Los valores extremos de 6413 J/m^2 y 60 J/m^2 se produjeron el día 13 de junio de 1997 y el 22 de diciembre de 2000. En el capítulo 7 se realiza un estudio comparativo de 10 días alrededor de la ocurrencia del máximo absoluto de UVB en el periodo de estudio.

Se calcula la media móvil de 10 días. El valor nominal del día es el quinto valor. Se aprecia un suavizado de las irregularidades pero no desaparece el mínimo relativo de principios de mayo considerándose como un hecho consolidado del comportamiento de la radiación en el periodo 1996-2002.

Si definimos arbitrariamente un umbral de 4500 J/m^2 y observamos en qué momento la curva de evolución de la media móvil de 10 días de valores medios de UVB sobrepasa dicho valor, se observa que entre el día 155 (3 de junio) y el 205 (23 de julio) la curva tiene valores superiores a ese umbral.



Figura 5.11: Evolución anual de los promedios diarios de radiación UVB Brewer filtrados mediante media móvil de 5 y 10 días.

Este periodo del año sería climatológicamente en el que se registran en Madrid los valores superiores. Además de esa meseta, se observa un repunte a finales de julio y principios de agosto del que no se encuentra explicación por el momento y que coincide con un repunte en la radiación directa solar (ver figura 5.12). El mínimo del mes de mayo estaría asociado a un mínimo de radiación visible y un aumento de la nubosidad tal y como se aprecia en el capítulo 4, en la sección anterior de este capítulo, y puede verse también en la figura 5.13, en la que se representa conjuntamente la radiación solar directa que es sensible a dichos cambios en la nubosidad y la UVB.

Los datos diarios de UVB a finales de abril muestran un decrecimiento, con un mínimo secundario en la primera quincena de mayo. Este hecho también se representa en gráficos similares de datos de radiación global, y la explicación también está relacionada

con el máximo secundario del coeficiente de nubosidad en estos días. El descenso en la radiación directa es muy acusado en ese periodo. Sin embargo, el total de ozono en columna en Madrid alcanza en estas fechas valores máximos anuales de acuerdo con estudios nacionales e internacionales (Gómez, 2004; UNEP/WMO, 2002).

Hay otras zonas de aplanamiento: una interrupción de crecimiento a finales de febrero parece asociarse a un brusco descenso de los valores de radiación directa tras el máximo secundario de la segunda quincena de febrero. La interrupción del decrecimiento en septiembre parece asociarse a un repunte de la radiación directa que indicaría la presencia de días despejados por esas fechas.

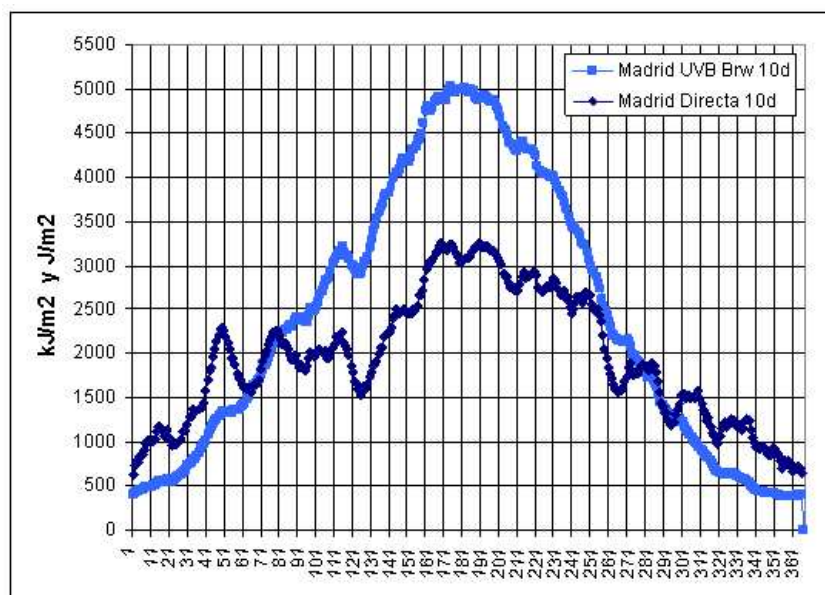


Figura 5.12: Evolución anual de los promedios diarios de radiación UVB Brewer y radiación directa filtrados mediante media móvil de 10 días. Las unidades de UVB son J/m^2 y las de radiación directa kJ/m^2 . En abscisas los días del año.

A continuación se presentan en la tabla 5.7 los valores de los promedios quincenales para la radiación ultravioleta B en Madrid en el periodo completo de datos 1994 a 2002 y solo en el periodo considerado en el estudio 1996-2002. El motivo de incluirla es buscar

nuevas evidencias sobre la calidad de los datos en el periodo 1994-1995. La columna resta indica la diferencia entre el promedio incluyendo los años 1994 y 1995, y el promedio sin ellos. Al ser principalmente negativo indica que los valores medidos durante esos años fueron inferiores a los del resto de los años. Teniendo en cuenta las consideraciones instrumentales antes realizadas, este es un nuevo argumento para descartar del estudio los años 1994 y 1995, y tomar como representativos del comportamiento de la UVB en Madrid los valores desde el año 1996 a 2002.

Del examen de los datos de promedios quincenales para el periodo 1996 a 2002 se puede extraer que existen dos quincenas en las que la radiación UVB es más intensa: la segunda de junio y la primera de julio, pero que la primera de junio registra valores promedio importantes y mayores que la segunda quincena de julio. Los valores de la segunda quincena de mayo son similares a los de la primera quincena de agosto.

Si representamos por quincenas de la misma manera que se ha hecho para el coeficiente de nubosidad, la radiación global, directa y difusa, para dichos valores promedio de la radiación UVB obtenidos por el espectrofotómetro Brewer 070 ubicado en Madrid, y tenemos en cuenta además un intervalo de 1 valor de desviación estándar, obtenemos la figura 5.13.

En ella, la evolución de la curva es similar a la de la radiación global con una alta variabilidad primaveral. Los valores promedios alcanzan su máximo en la segunda quincena de junio y en la primera de julio con valores similares. Sin embargo, la desviación estándar es menor en la primera de julio. En el otoño y el invierno, la variabilidad de los promedios quincenales es baja como queda patente por los valores bajos de la desviación estándar. Se vuelve al modelo ya mostrado en la radiación global de pocos cambios en la primera parte del otoño.

Fecha	Quincena	Prom 94-02	Prom 96-02	Diferencia
1 ene - 15 ene	1	464	466	-2
16 ene - 31 ene	2	573	596	-23
1 feb - 15 feb	3	865	931	-66
16 feb- 1 mar	4	1217	1353	-136
2 mar- 16 mar	5	1479	1626	-146
17 mar- 1 abril	6	2120	2328	-208
2 abril - 16 abril	7	2416	2607	-191
17 abril- 2 mayo	8	3008	3097	-90
3 mayo - 17 mayo	9	3211	3241	-29
18 may - 1 jun	10	4024	4009	15
2 jun- 16 jun	11	4514	4542	-28
17 jun - 1 jul	12	4701	4875	-175
2 jul- 16 jul	13	4706	4866	-161
17 jul - 1 ago	14	4331	4369	-37
2 ago- 16 ago	15	4120	4137	-17
17 ago - 1 sep	16	3602	3655	-53
2 sep - 16 sep	17	2886	2930	-44
17 sep- 1 oct	18	2063	2079	-16
2 oct - 16 oct	19	1662	1677	-15
17 oct - 31 oct	20	1199	1227	-28
1 nov - 15 nov	21	827	860	-33
16 nov- 30 nov	22	599	611	-12
1 dic - 15 dic	23	450	464	-14
16 dic - 31 dic	24	371	383	-13

Tabla 5.7: Promedios quincenales de valores diarios de radiación UVB Brewer para Madrid. Comparativa periodos 1994-2002 y 1996-2002.

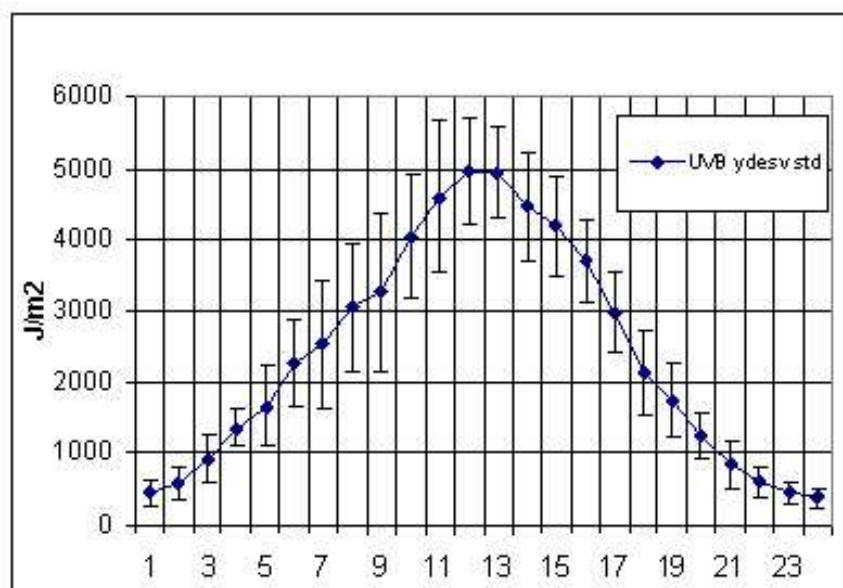


Figura 5.13: Evolución a lo largo del año del promedio quincenal y desviaciones estándar de los valores diarios de radiación UVB Brewer, en ordenadas y en Jm^{-2} , para el periodo 1996-2002 en Madrid.

5.4. Radiación ultravioleta. Evolución anual en Madrid.

YES UVB-1

En el mismo emplazamiento, desde finales de 1995, está trabajando un piranómetro de banda ancha YES UVB-1 cuyas características se han descrito en el capítulo 3. Este instrumento registra la energía comprendida en el intervalo entre 280 nm y 320 nm. Los datos de banda ancha son ponderados también con un equivalente al espectro de acción eritemática de Diffey. Los datos se toman cada 30 minutos y representan un promedio de la radiación entrante de UVB en ese intervalo temporal, no una medida instantánea. Los datos minuto a minuto no estuvieron disponibles hasta 2004. Los datos diarios se construyen mediante integración temporal tal y como en el caso del Brewer. El control de calidad se asegura mediante la calibración del fabricante en origen y mediante intercomparaciones posteriores con otros instrumentos de referencia. También se puede mantener la calidad del dato sustituyendo el instrumento por otro calibrado mientras el antiguo es

recalibrado y desplazado a otro observatorio. Este conjunto de procedimientos asegura que existan muy pocas lagunas de información de UVB en banda ancha por comparación con las lagunas existentes en las observaciones espectrales porque los procedimientos de calibración son mucho más laboriosos y llevan a periodos de inutilización del aparato para mediciones.

Como ejemplo de la fiabilidad del instrumento se expone el hecho de que para el mismo periodo de tiempo (1996-2002) de registro de datos del Brewer considerados en este trabajo, en el registro del YES UVB solo faltan dos días de datos en siete años. Este registro permite un apoyo a los estudios de radiación ultravioleta realizados mediante el más sofisticado y complejo Brewer. Los datos de radiación corresponden a radiación promedio sobre media hora. Se integran a lo largo de todo el día para obtener una irradiancia representativa de ese día.

El promedio de los promedios diarios tiene un valor de 2485 J/m^2 , casi un centenar de unidades más que el Brewer. Los valores extremos diarios son 6677 J/m^2 el 13 de junio de 1997 y 72 J/m^2 el 22 de diciembre de 2000. Ambos casos coinciden con los registros de valores extremos del Brewer pero el piranómetro registró alrededor de 250 unidades más de radiación en el caso del máximo. Los extremos de los promedios de media móvil de 5 días son 5286 J/m^2 y 374 J/m^2 . Como existe una cantidad sensiblemente superior de registros de YES respecto a los del espectrofotómetro, las comparaciones directas entre los valores promedios diarios, mensuales o anuales han de realizarse con precaución procurando solo considerar periodos en que haya observaciones de ambos.

A continuación se presentan las tablas 5.8 y 5.9 con los promedios y extremos anuales y mensuales entre 1996 y 2002 de los datos diarios medidos por el radiómetro de banda ancha instalado en Madrid.

	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Días	366	365	365	365	366	364	364
Promedios	2500	2463	2396	2508	2551	2536	2463

Tabla 5.8: Promedio por años de datos diarios de radiación UVB medido por el YES. Madrid

Se calcularon los valores de los promedios mensuales en base a los datos diarios para cada uno de los años del periodo de estudio y después se calculó el promedio para cada uno de los meses. Los resultados se exponen en la tabla 5.9, habiéndosele añadido una última columna con los valores promedios de Brewer para comparar.

Valores medios	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	Media YES	Media Brw
Ene	420	452	510	674	601	515	584	537	532
Feb	1052	1192	1074	1099	1268	1147	1293	1161	1126
Mar	1942	2325	2030	1954	1927	1850	1857	1984	1923
Abr	3122	3049	2457	2984	2518	3353	2979	2923	2777
May	3720	3845	3089	3985	3839	3553	3976	3715	3560
Jun	4979	4474	4943	4731	5164	5297	4702	4899	4721
Jul	4819	4480	5069	4771	5234	4812	4938	4875	4681
Ago	4349	4042	3924	4280	4296	4260	4056	4172	3988
Sep	2630	2879	2619	2773	2886	2760	2672	2746	2670
Oct	1695	1732	1607	1422	1703	1476	1429	1581	1508
Nov	847	615	850	863	726	812	671	769	750
Dic	384	381	496	466	407	504	409	435	424

Tabla 5.9: Promedios mensuales de datos diarios de radiación UVB medidos por el YES. Madrid.

Se observa que los valores promedio mensuales obtenidos por el piranómetro de banda ancha YES UVB-1 instalado en Madrid (Centro Radiométrico) han sido superiores a los obtenidos por el Brewer 070 instalado en el mismo observatorio.

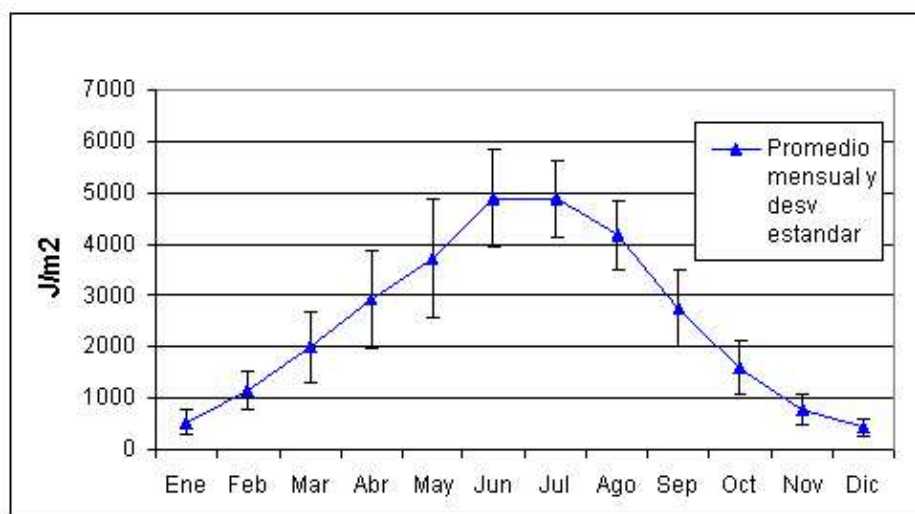


Figura 5.14: Promedios mensuales de datos diarios de radiación UVB medidos por el YES y desviación estándar. Madrid. Periodo 1996-2002.

Tal y como se hizo con los datos del Brewer, se ha realizado para el YES un promedio para cada día y se ha utilizado un filtro de media móvil de 5 días para suavizar los datos. Se omite la gráfica de la evolución diaria por ser muy similar a la del Brewer pero se da en la tabla 5.10 un resumen de los principales hechos encontrados.

El promedio anual del YES es unos $100 J/m^2$ más elevado. Sin embargo, el valor máximo medio es superior en el caso del Brewer para datos no filtrados. En cambio, si aplicamos el filtro de 5 días, vuelve a ser superior el registro del YES. No se encuentra explicación para este hecho. Todos los registros de mínimos son superiores en el caso del YES.

Con este estudio se pone de manifiesto que aunque miden la misma magnitud ambos instrumentos, los resultados no son idénticos. La relación estadística entre los valores de

Promedio anual	2484,9		
Valor máximo medio	5396,4	Max 5D	5286,2
Valor mínimo medio	290,6	Min 5D	374,0
Valor máximo absoluto	6677,0		
Valor mínimo absoluto	72,0		

Tabla 5.10: Promedio anual. Valores extremos de promedios diarios. Valores extremos para YES en el periodo 1996-2002. Madrid

ambos instrumentos va a ser objeto de estudio.

5.5. Evolución del índice UVI

Finalmente se incluye un estudio de los valores máximos del índice UVI (Vanicek et al. 2000; WMO, 1997) calculados a partir de los registros del piranómetro YES UVB-1 tal y como se definía en 4.4. El UVI máximo es aquel valor representativo de los valores de 30 minutos mayores de cada día. Este se conoce como UVI máximo y es el que vamos a representar.

La figura 5.15 muestra la evolución anual de los promedios diarios con el filtro de media móvil de 5 días y la desviación estándar también filtrada.

Los promedios mensuales de los valores máximos diarios de UVI son los que se muestran en la tabla 5.11.

El promedio de los valores diarios de UVI máximos vale 5,0 pero existe la lógica variación anual. Valores que superen el umbral de 7 se consideran como altos, y a partir de 10 se consideran extremos (Carreño et al, 2002).

Valores medios	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	Promedio
Enero	1,1	1,1	1,3	1,7	1,5	1,4	1,5	1,4
Febrero	2,4	2,7	2,5	2,6	2,9	2,7	3,1	2,7
Marzo	4,1	4,7	4,2	4,1	4,2	4,4	4,3	4,3
Abril	6,2	6,1	5,1	6,7	5,5	6,7	6,3	6,1
Mayo	6,9	7,5	6,1	7,9	7,7	7,3	7,7	7,3
Junio	8,7	8,0	8,6	8,7	9,2	9,4	8,7	8,7
Julio	8,7	8,3	8,8	8,7	9,5	8,9	8,9	8,8
Agosto	8,2	7,6	7,4	8,2	8,2	8,2	7,9	8,0
Septiembre	5,5	5,7	5,4	6,1	5,9	5,7	5,8	5,7
Octubre	3,7	3,8	3,5	3,5	3,9	3,6	3,5	3,7
Noviembre	2,1	1,6	2,0	2,2	1,8	2,0	1,8	1,9
Diciembre	1,0	1,0	1,3	1,2	1,1	1,3	1,1	1,1

Tabla 5.11: Promedios mensuales de valores diarios del índice UVI máximo.

Los valores extremos diarios valen 11,2 el 13 de junio de 1997, y 0,2 el 22 de diciembre de 2000. Los valores extremos de los promedios de 5 días valen 9,2 y 1,0. A continuación se representan los promedios diarios y los promedios de media móvil de 5 y 10 días de manera similar a otras variables.

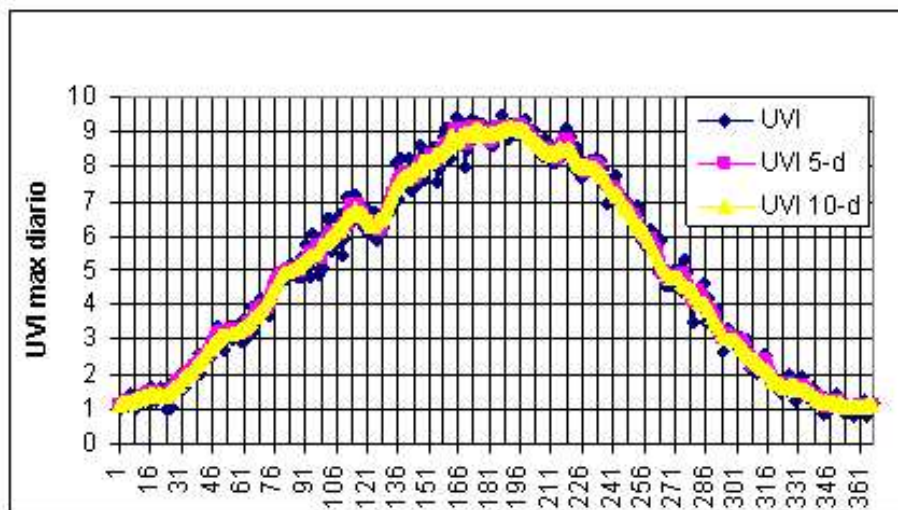


Figura 5.15: Evolución anual de los valores diarios promediados del UVI máximo. Valores filtrados mediante media móvil de 5 y 10 días.

La evolución del gráfico es muy similar al del UVB integrado diario. Se aprecia también el mínimo relativo de la primera quincena de mayo. Valores superiores a 7 se superan desde la segunda quincena de mayo hasta mitad de septiembre.

La tabla 5.12 muestra la evolución por quincenas de los valores de UVI máximo.

En la figura 5.16 se presentan los promedios y desviaciones estándar. Se reproduce la mayor dispersión de valores en el periodo primaveral para el UVI máximo, tal y como se ha observado previamente en otras variables de radiación. Asimismo se observa una desviación estándar que es menor que la mitad de la observada en primavera en los meses

Fecha	Quincenas	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	1,2	0,4	2,2	0,4
16 ene - 31 ene	2	1,5	0,6	3,0	0,2
1 feb - 15 feb	3	2,3	0,7	3,6	0,4
16 feb- 1 mar	4	3,2	0,6	4,3	1,4
2 mar- 16 mar	5	3,8	1,1	5,6	0,6
17 mar- 1 abril	6	5,0	1,2	7,6	0,6
2 abril - 16 abril	7	5,7	1,5	8,4	1,2
17 abril- 2 mayo	8	6,5	1,5	9,3	2,3
3 mayo- 17 mayo	9	6,9	1,9	10,1	1,4
18 may - 1 jun	10	8,0	1,5	10,4	1,6
2 jun- 16 jun	11	8,6	1,5	11,2	2,8
17 jun - 1 jul	12	8,9	1,2	10,9	4,4
2 jul- 16 jul	13	9,1	0,7	10,4	6,7
17 jul - 1 ago	14	8,5	1,0	10,2	4,7
2 ago- 16 ago	15	8,3	0,9	9,7	4,6
17 ago - 1 sep	16	7,6	0,7	9,0	5,0
2 sep - 16 sep	17	6,3	0,9	7,5	1,8
17 sep- 1 oct	18	4,9	1,1	6,6	1,3
2 oct - 16 oct	19	4,1	0,9	5,7	1,0
17 oct - 31 oct	20	3,0	0,6	4,2	1,3
1 nov - 15 nov	21	2,2	0,7	3,2	0,4
16 nov- 30 nov	22	1,6	0,5	2,7	0,3
1 dic - 15 dic	23	1,3	0,4	2,5	0,3
16 dic - 31 dic	24	1,0	0,4	1,6	0,2

Tabla 5.12: Valores quincenales promedios para UVI máximo. Madrid. Periodo 1996-2002.

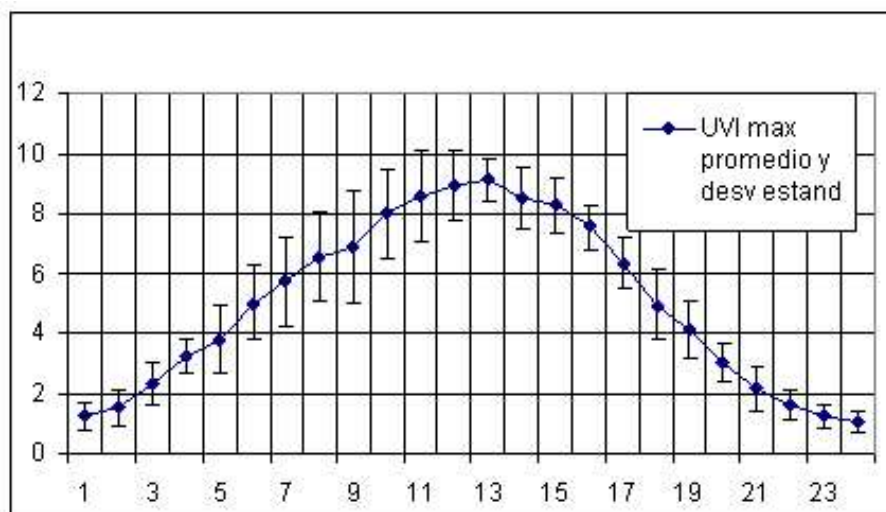


Figura 5.16: Evolución anual de los promedios y desviaciones estándar quincenales de los valores diarios del UVI máximo. Madrid. Periodo 1996-2002.

de otoño. En cuanto a valores, se observa que el promedio quincenal de radiación caracterizada por el UVI máximo diario supera el umbral de 7 (nivel alto) entre la segunda quincena de mayo (valor 8,0) y la primera quincena de agosto (valor 7,6). El valor más elevado se registra en la primera quincena de julio (valor 9,1).

Para situar los valores de Madrid en un contexto geográfico se incluyen en la figura 5.17 los valores máximos registrados en observatorios españoles en un día de principios de primavera.

Se observa que en las Islas Canarias los valores son altos ya en esta época del año y en el caso de Izaña, situado a 2300 metros sobre el nivel del mar, llegan a ser extremos. El registro de Madrid es similar a los de las capitales del sur de la Península Ibérica. Llama la atención el registro de Santander para ese día que es claramente superior a muchos registros de ciudades de la costa mediterránea.

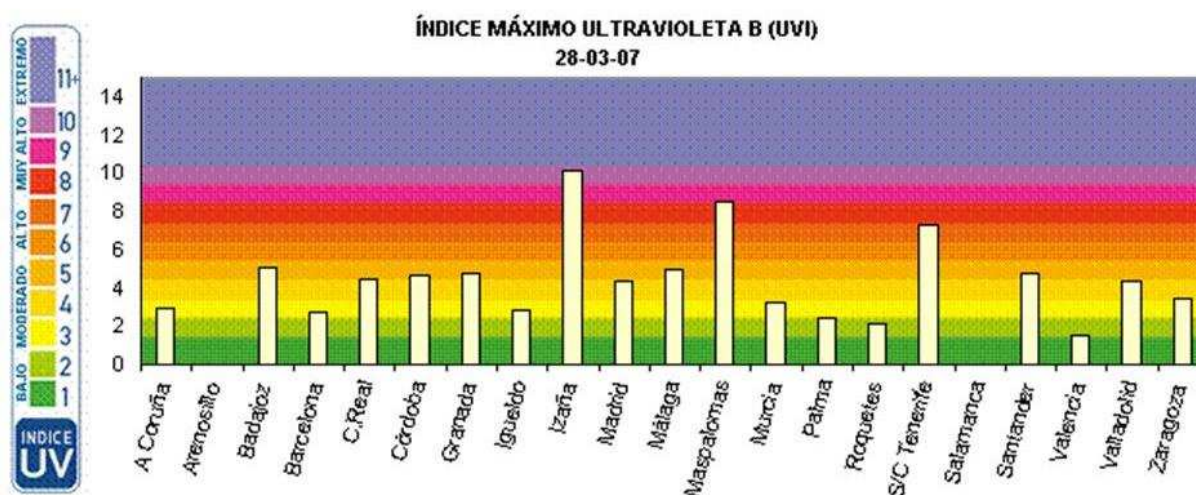


Figura 5.17: Gráfica de valores máximos de UVI registrados en los observatorios de la red del INM el 28 de marzo de 2007. Fuente: web INM.

5.6. Comparación de medidas integrales espectrales y de banda ancha

Se realizó una comparación directa entre los valores diarios de irradiancia integrada procedente de ambos instrumentos. El objetivo era establecer relaciones entre medidas de la misma magnitud obtenidas mediante instrumentos y técnicas de muestreo diferentes. Al ser los piranómetros más baratos y sencillos de instalar y mantener es posible desplegarlos en cantidades mucho mayores que los espectrofotógrafos. Por ello, se considera este estudio de interés ya que permite validar las medidas de radiación UVB diaria para una red de mayores dimensiones que la de los Brewer.

En general, y tal como se vió en los promedios anuales, YES registra valores superiores al Brewer. En muchas ocasiones registra valores entre 5 y 7 % mayores. Sin embargo, como puede verse en la figura 5.18, hay dos periodos del año en los que la diferencia se hace muy próxima a cero: enero en época de baja radiación, y la primera quincena de mayo que coincide con el máximo relativo de nubosidad y en la que el YES mide menos. Otro hecho

remarcable es la ocurrencia de las diferencias máximas en el periodo marzo-abril en la que llegan a valer entre el 10 y el 15 %. Se hace notar que esa época coincide parcialmente con la de ocurrencia de los máximos valores de ozono en Madrid que llega desde marzo hasta junio (Camacho et al 2004).

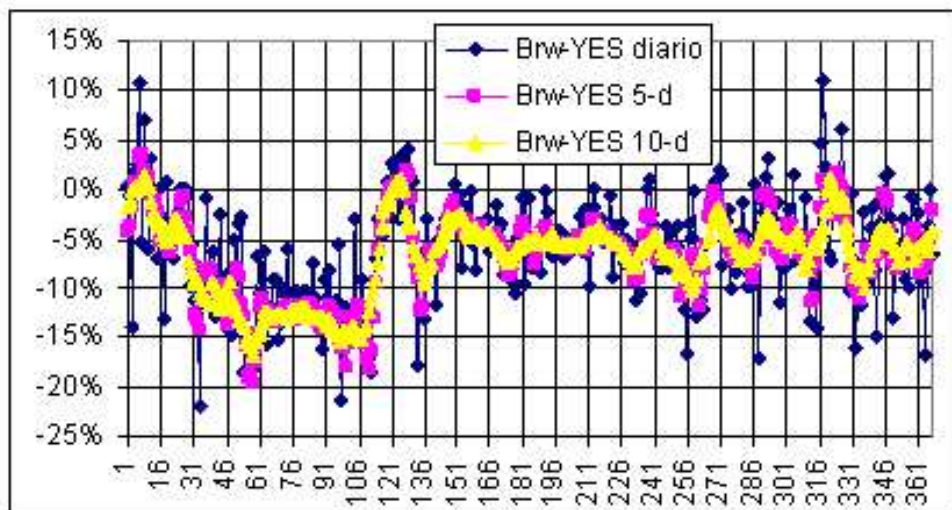


Figura 5.18: Diferencias relativas (Brewer-Yes) en porcentaje sobre el valor del Brewer. Valores diarios y media móvil de 5 y 10 días.

A continuación procederemos a elaborar un modelo simple estadístico que relacione los valores de ambos aparatos con resultados útiles. Inicialmente, se realiza una regresión lineal entre los valores directos de irradiancias globales diarias de ambos instrumentos. Luego se ensaya también un modelo multiplicativo que equivale a realizar un ajuste lineal entre los valores de los logaritmos de dichas irradiancias diarias. Se comparan ambos métodos y se ve cual da mejores resultados.

El modelo lineal,

$$Y(Brewer) = a + b \cdot X(YES) \quad (5.1)$$

obtenido tiene los siguientes valores:

- ordenada (a) = 21,44, con una estimación de error de 5,82.
- pendiente (b) = 0,95, con una estimación de error de 0,002.

Según el modelo, figura 5.19, YES mide 21 J/m^2 menos que Brewer ($+ 21 \text{ kJ/m}^2$) al ser este el valor de la ordenada cuando X se hace cero.

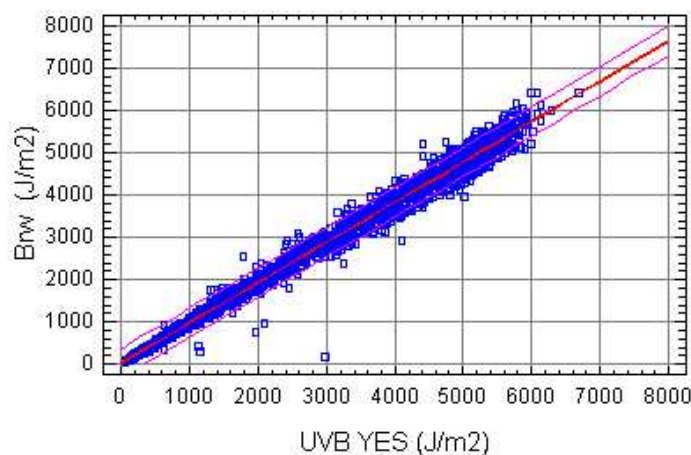


Figura 5.19: Ajuste lineal entre los valores diarios integrados de irradiancia global en UVB medidos por el Brewer (ordenadas) y el YES (abscisas). Las líneas rojas exteriores indican los límites de confianza del modelo y las líneas interiores el límite a nivel de confianza del 95 %.

El coeficiente de correlación entre ambas magnitudes es de 0,99, totalmente significativo al 99 %. El error estándar de la estimación 165,1.

El error absoluto medio vale 108,2. El estadístico de Durbin-Watson vale 0,61, y la autocorrelación residual para un desfase de 1 vale 0,70.

La ecuación del modelo ajustado es

$$Brewer = 21,44 + 0,95 \cdot YES \quad (5.2)$$

Dado que el p-valor en la tabla ANOVA es inferior a 0,01, existe relación estadísticamente significativa entre Brewer y Yankee para un nivel de confianza del 99 %.

El modelo explica un 99,02% de la varianza de Brewer. El coeficiente de correlación es igual a 0,99, indicando una relación relativamente fuerte entre las variables. El error estándar de la estimación muestra la desviación típica de los residuos que es 165,1.

A continuación se realizó una comparación de modelos alternativos, se obtuvo que el mejor entre ellos era el multiplicativo, y se procedió a realizar el mismo proceso estadístico para él:

$$Y(Brewer) = a \cdot X(YES)^b \quad (5.3)$$

o, lo que es equivalente,

$$\ln Y = a + b \cdot \ln X. \quad (5.4)$$

Se obtuvieron los siguientes valores (figura 5.20) para el ajuste lineal de los valores logarítmicos,

- Ordenada (a) = 0,034, con una estimación de error de 0,016.
- pendiente (b) = 0,991, con una estimación de error de 0,02.

El coeficiente de correlación encontrado era de 0,994, con una varianza explicada del 98,95%, y un error estándar de 0,094. El error absoluto medio es de 0,051, que corresponde a un valor absoluto de 1,053 entre los valores predichos para Brewer a partir de los valores de YES. Muy por debajo del error instrumental. La correlación por tanto entre ambas medidas es significativo al 99%.

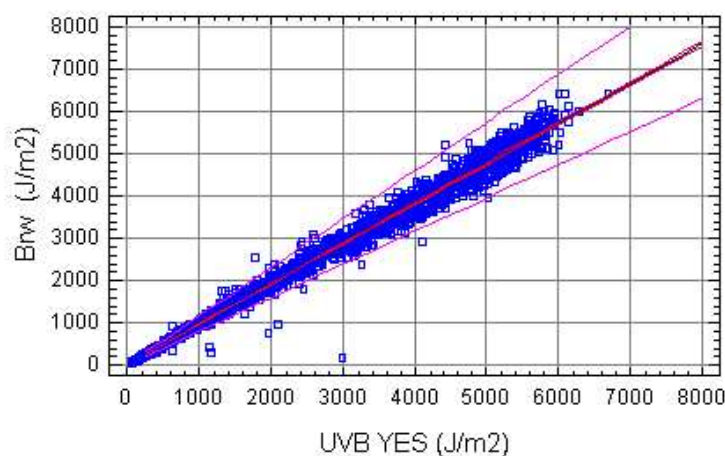


Figura 5.20: Ajuste multiplicativo entre los valores diarios integrados de irradiancia global en UVB medidos por el Brewer (ordenadas) y el YES (abscisas). Las líneas rojas exteriores indican los límites de confianza del modelo y las líneas interiores el límite a nivel de confianza del 95 %.

5.7. Conclusiones

De todo lo expuesto en este capítulo se puede deducir que los datos aportados suponen una primera aproximación a la climatología de la radiación solar y ultravioleta B en Madrid.

La evolución anual de la radiación muestra en todas las categorías: radiación global, difusa, directa y ultravioleta un hecho característico en la primera quincena de mayo, asociado a un aumento relativo de la nubosidad durante esta quincena.

Los máximos se producen en la segunda quincena de junio y primera quincena de julio.

Los meses de julio, agosto y septiembre se caracterizan por la estabilidad en los niveles de radiación con su principal modulación debida al ciclo anual solar, ya que las variaciones

debidas a nubosidad y ozono son pequeñas.

En la segunda quincena de febrero se produce un máximo relativo de radiación asociado principalmente con bajos niveles de nubosidad.

Los niveles de radiación ultravioleta B para Madrid son importantes desde la segunda quincena de mayo hasta la primera quincena de agosto, ambas inclusive.

Los registros de irradiancia total eritemática integrada diaria obtenidos mediante diferentes instrumentos Brewer y YES son similares en promedio, aunque el segundo muestra valores superiores en torno a los $100 J/m^2$ en promedio anual, si bien se aprecia comportamiento estacional en las diferencias de los valores medidos entre ambos instrumentos.

Se puede utilizar un modelo estadístico para reconstruir datos de Brewer, para un periodo de tiempo en el que no se dispongan, a partir de los datos del YES.

Capítulo 6

Modelización del comportamiento de la radiación UVB. Comportamiento espacial en la Península Ibérica

6.1. Introducción

La radiación UV en superficie puede ser estudiada o representada utilizando diferentes tipos de recursos además de los datos procedentes de medios de observación. Los modelos permiten una representación aceptable de los datos observados y permiten obtener predicciones de la radiación cuando no hay dato disponible.

Existen dos tipos principales de modelos: Modelos de Transferencia Radiativa (TR) y modelos estadísticos (UNEP/WMO, 2002). Para entender los procesos que tienen lugar en el sistema Tierra, es necesario el conocimiento acerca de lo que ocurre con la radiación solar y con la que emita la tierra y el océano. Los Modelos TR se utilizan para calcular la radiación presente en una determinada porción de atmósfera y sobre unas determinadas condiciones de la superficie que la limita. Las aplicaciones de estos modelos son muy amplias. Estas aplicaciones incluyen teledetección, estudio de procesos físicos, estudio de

procesos estocásticos, simulación de radiación UV y su pronóstico, forzamiento radiativo, frecuencia de fotólisis, simulación de procesos de calentamiento/enfriamiento debido a la radiación, etc. Para ello es preciso disponer de herramientas que sean flexibles para adaptarlas a una gran variedad de problemas.

Un ejemplo de estas herramientas es el software libRadtran (Mayer and Kylling, 2005). Este modelo, desarrollado principalmente por B.Mayer del Servicio Aeroespacial Alemán (DLR) y A.Kylling, del Instituto noruego para la Investigación del Aire (NILU), ha sido puesto a libre disposición por sus autores en la página web.

Este modelo tiene una amplia comunidad de usuarios en el ámbito de la investigación sobre radiación en Europa, y es recomendado en publicaciones de la serie de Vigilancia Atmosférica Global de la OMM (WMO/GAW 164 TD 1289).

El paquete de software consiste en un conjunto de herramientas para cálculos de transferencia radiativa en la atmósfera de la Tierra. La herramienta principal es el modelo de transferencia radiativa uvspec que calcula el campo de radiación en la atmósfera de la Tierra. Este modelo ha ido evolucionando desde su forma inicial con la adición de extensiones y mejoras, y al conjunto del modelo, conjuntos de datos y herramientas adicionales y ejemplos se le conoce como libRadtran desde 1997.

Puede ser utilizado para calcular radiancias, irradiancias y flujos radiativos en los rangos de radiación de onda corta y larga de la atmósfera terrestre. El diseño permite resolver problemas sencillos fácilmente utilizando datos por defecto, o especificados directamente por el usuario mediante ficheros de entrada.

Los modelos estadísticos se utilizan para evaluar cuantitativamente la relación entre la irradiancia UV en superficie y aquellas variables que son la causa de la dispersión y de la atenuación, como la nubosidad o el contenido total de ozono en columna.

Al trabajar con datos integrados diarios, hay que considerar que los efectos de las variaciones en el transcurso del día del ángulo solar, la nubosidad y el ozono se promedian. Un objetivo de los modelos estadísticos es la estimación de dichas dependencias cuando sea posible separar sus efectos. La relación entre ozono y UV se muestra para los valores totales anuales en Chubarova et al.(2000), y entre la nubosidad y la irradiancia UV para valores semihorarios en Alados-Arboledas et al.(2003).

Las relaciones obtenidas en este trabajo son diferentes porque los datos son integraciones diarias, si bien estos trabajos sirven como orientación y guía para utilizar la mejor metodología. Las variaciones a lo largo del día se pierden pero en cambio sí es posible seguir la variación a lo largo del año.

Los datos utilizados en la determinación de los modelos estadísticos son principalmente del Brewer, ya que cuando hay medida de radiación UV también existe la de ozono. En algunos casos, se ha utilizado por comparación el conjunto de datos de UVB procedente del YES para extender el estudio.

6.2. Exploración del comportamiento de la serie

Un ensayo de modelización con un conjunto de datos procedente del mismo observatorio pero limitado al periodo 1994-97 viene detallado en García et al. (2000).

Los métodos propuestos en este trabajo tienen en cuenta la importancia de utilizar valores del logaritmo de la radiación en lugar del valor de ésta por dos motivos:

- Uno de índole matemática, ya que el valor del logaritmo oscila entre 1 y 10 mientras la radiación lo hace entre 1 y 10000. Teniendo en cuenta que en los modelos que se

van a proponer se trabaja con el coeficiente de nubosidad que oscila entre 0 y 1, en cualquier asociación estadística, las pequeñas variaciones de C2 influirían mucho más que las de los valores de la radiación. Al utilizar los valores del logaritmo, estos valores solo están 1 orden de magnitud por encima en vez de 3.

- El otro motivo, esta vez de índole física, es la existencia de una relación entre la radiación UVB integrada biológicamente activa y los valores de total de ozono. Esta relación es de tipo potencial:

$$UVB = (O3)^{-RAF} \quad (6.1)$$

donde RAF es el Factor de Amplificación de la Radiación, de sus siglas en inglés Radiation Amplification Factor (Madronich, 1993). La utilización de valores de $\ln YES$ y de $\ln O3$ lleva a una relación de tipo lineal en el que el coeficiente es el RAF.

Antes de proceder a la elaboración de modelos se realizaron algunos pasos exploratorios para conocer el comportamiento temporal de la serie de radiación global ultravioleta B en Madrid en el periodo 1996-2002.

El primer paso fue la realización de un análisis simple de frecuencias, el cual mostró, como era de esperar, una señal muy clara en el ciclo anual. Para filtrar dicha señal y poder apreciar otras se utilizaron los valores promedios diarios filtrados mediante el uso de la media móvil de 10 días, y se construyó una serie de las diferencias para cada día entre el valor del logaritmo de la radiación ultravioleta para el YES y el valor de la media móvil de 10 días correspondiente a ese día. Con ello se obtiene una serie de los valores de anomalía diaria de la radiación ultravioleta respecto a la evolución promedio diaria suavizada. Se aplicó una transformada de Fourier rápida (FFT) a esta serie y se obtuvo el espectro de potencias y los periodos para los que se observaba un máximo. Como se puede apreciar

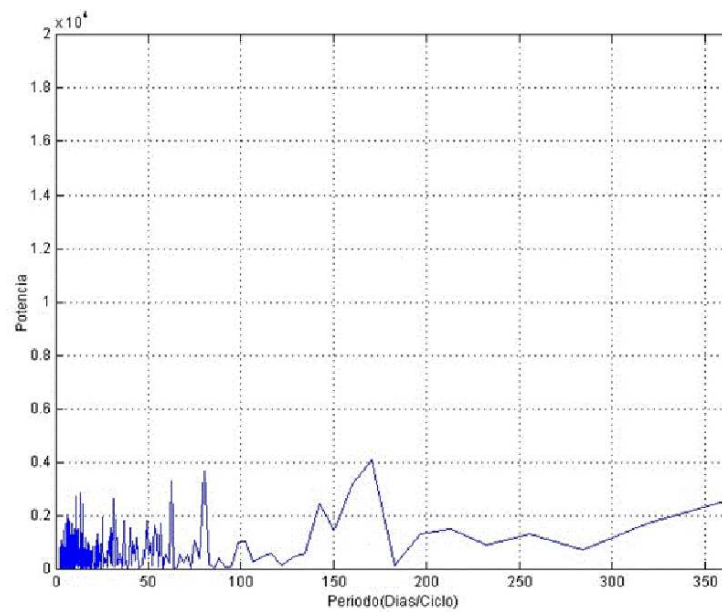


Figura 6.1: Valores del periodograma de la variable $\ln(YES) - \ln YES$ (media móvil de 10 días) para la estación de Madrid-Centro Radiométrico Nacional para el intervalo de periodos entre 1 día y 365.

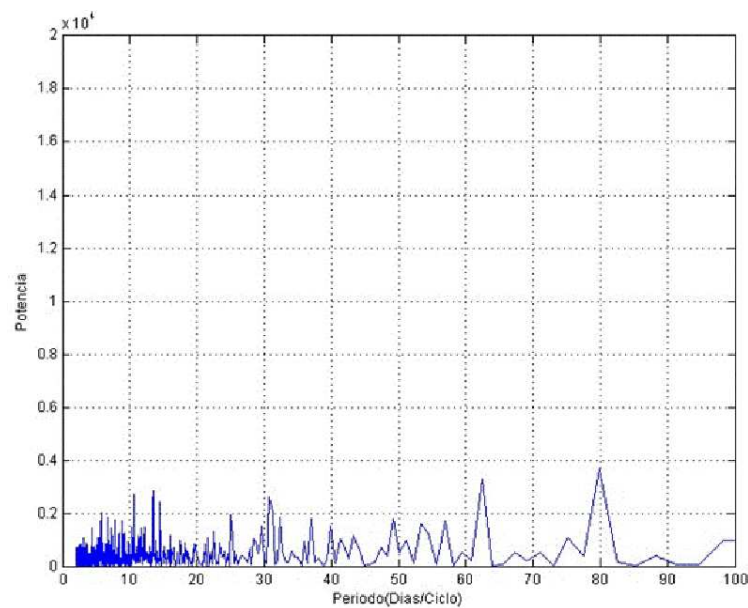


Figura 6.2: Valores del periodograma de la variable $\ln(YES) - \ln YES$ (media móvil de 10 días) para la estación de Madrid-Centro Radiométrico Nacional para el intervalo de periodos entre 1 día y 100. (Detalle de la figura 6.1)

en la figura 6.1 y en la figura 6.2, se obtienen resultados poco concluyentes acerca de la existencia de señales con periodicidad inferior al año para la radiación ultravioleta global en Madrid.

El segundo paso para conocer el comportamiento de la variable fue efectuar su representación gráfica en diagramas de dispersión, y utilizar valores logarítmicos en el caso de las variables de radiación ultravioleta, *Brw* en el caso del Brewer de aquí en adelante, y *YES* en el caso del Yankee UBV-1. Asimismo se utilizó el valor del logaritmo natural del contenido total de ozono en columna, *O₃* de aquí en adelante. Finalmente, se optó por utilizar como valores de radiación ultravioleta los del YES por la serie de datos de que disponemos.

Utilizando valores de irradiancias globales promediados sobre siete años y suavizados mediante el uso media móvil de 10 días de valores medios, se obtuvo una representación clara del ciclo anual al filtrar las variaciones de día en día. Se representó frente a las variaciones de ozono promediadas de la misma manera. El periodograma obtenido mostró ese ciclo con claridad. A los valores deducidos de la aplicación de la media móvil, les llamamos YES_10 y O3_10 respectivamente. Los valores de la irradiancia están en miles de J/m^2 en la figura 6.3, y los de ozono en Unidades Dobson, Ozo_10 en la gráfica. A continuación, se representó el valor de YES_10 frente al índice de nubosidad suavizado mediante media móvil C2_10.

El ciclo anual de las dos primeras variables es fácilmente visible con solo seguir la proyección de la curva sobre las ordenadas o sobre las abscisas. El incremento en primavera del ozono se acompaña de una subida de la radiación ultravioleta (la evolución anual sigue sentido contrario a las agujas del reloj). Sin embargo, cuando la radiación llega a su máximo, hace ya bastantes días que el ozono ha comenzado a decrecer y por eso el valor máximo en ordenadas está en valores centrados en la mitad del eje de abscisas. El

mes de septiembre muestra el rápido descenso en la radiación solar ultravioleta, mientras que los valores de ozono se mantienen estables. El mínimo anual de ozono en la Península Ibérica se produce en octubre y noviembre (Camacho et al., 2004), y se superponen a la fase final de decrecimiento de la radiación. A finales de otoño y principios del invierno, la radiación alcanza sus valores mínimos pero el ozono ha iniciado su ciclo ascendente hacia los máximos de primavera.

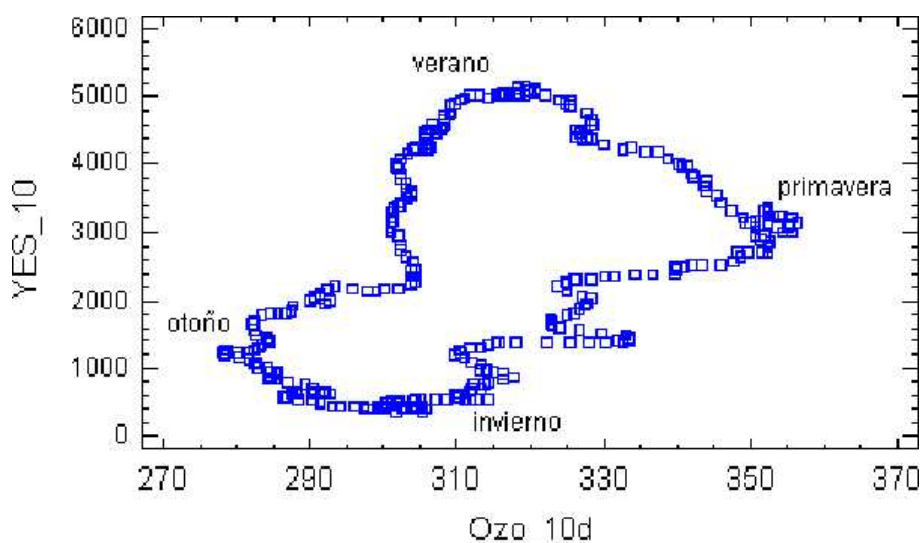


Figura 6.3: Diagrama de dispersion. Medias móviles de 10 días (YES UVB - Ozono total en columna) 1996 – 2002. Los máximos de ozono corresponden al periodo abril-mayo. La parte superior de la curva corresponde al verano. Irradiancias en J/m^2 y total de ozono en columna en Unidades Dobson.

Para aclarar un poco más el significado de la figura 6.3, se ha procedido a representar alguna de las estaciones en las que se producen hechos significativos. Se han representado las fechas de primavera con el mismo formato de diagrama de dispersión. En la figura 6.4 se han indicado las fechas para seguir mejor la evolución de la radiación ultravioleta y del ozono a lo largo de la primavera.

Se observa el rápido crecimiento del ozono y el lento crecimiento de la radiación ul-

travioleta a finales de marzo hasta el 10 de abril. A partir de allí decrece algo el ozono y la radiación ultravioleta crece más rápidamente hasta el 24 de abril. La curva describe un bucle en sentido horario y llega al máximo de ozono anual con una disminución de la radiación ultravioleta el día 29 de abril. A partir de allí continúa bajando el nivel de radiación conjuntamente con el ozono, lo que indica que *el factor que reduce la radiación no es solamente el contenido de ozono total*, sino que hay otro factor externo como se verá en las figuras siguientes. Después del 4 de mayo, la curva vuelve a entroncarse con la evolución general de aumento de la radiación ultravioleta y la disminución paulatina de los niveles totales de ozono (17 de mayo - 1 de junio). Entre esa última fecha y el 5 de junio se produce un repunte del ozono sin ser correspondido con reducción de la radiación. Después, hasta el 21 de junio continúa el descenso en los niveles de ozono y el ascenso de los valores de radiación UVB hasta sus valores máximos anuales.

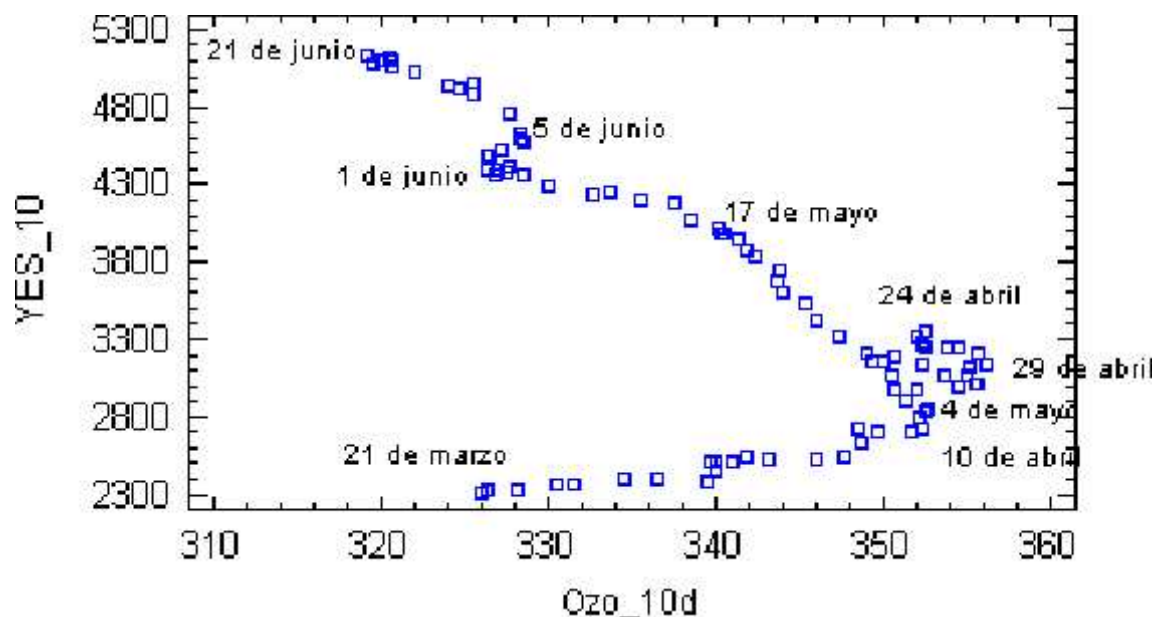


Figura 6.4: Diagrama de dispersion. Medias móviles de 10 días (YES UVB - Ozono total en columna) 1996 – 2002. Representación del periodo de primavera 21 de marzo a 21 de junio. Irradiancias en J/m^2 y total de ozono en columna en Unidades Dobson

En lo que respecta al índice de nubosidad en Madrid, en la figura 6.5 se observa un

máximo en el mes de diciembre, y un máximo secundario en la mitad de la primavera (entre abril y mayo), así como un periodo extenso de valores bajos que comienza a mitad de junio y que dura hasta mitad de septiembre. El máximo secundario de nubosidad tiene efecto en los valores de radiación ultravioleta, ya que es capaz de romper la tendencia ascendente que se muestra en la parte superior de la figura. Este evento se sitúa en promedio en la primera quincena del mes de mayo. Los valores de invierno se muestran en la parte inferior derecha y los de verano en la parte superior izquierda. Hay sin embargo un cruce de ambas curvas en las que se produce un mínimo de nubosidad muy acusado en la segunda mitad de febrero con valores de índice de nubosidad alrededor de 0,2, más propios de la época veraniega de Madrid. La radiación en cambio mantiene valores bajos por la escasa duración del día y la aún pequeña elevación solar.

Si representamos en detalle el periodo del 21 de marzo al 21 de junio, se observa que desde el 21 de marzo hasta el 4 de abril se produce un aumento de la nubosidad, mientras que los valores de UVB continúan aumentando. En los días siguientes el coeficiente de nubosidad está alrededor del 0,40 y se produce hacia el 24 de abril una ocurrencia de disminución relativa de la nubosidad. La radiación hasta ese día aumenta de forma sostenida. A partir de esa fecha la nubosidad aumenta y ocasiona una disminución de la radiación. Este efecto se combina con el aumento de los niveles de ozono, por lo que se produce el mínimo relativo de radiación ultravioleta el día 4 de mayo.

A partir de aquí, la nubosidad va en disminución y los valores de UVB aumentan de manera sostenida. En el periodo del 1 al 5 de junio la nubosidad se mantiene en valores constantes. Como el ozono aumenta ligeramente en ese periodo, habrá que realizar investigaciones posteriores para ver la causa de esta rotura en la tendencia de ambas curvas. La radiación UVB sin embargo continúa aumentando en esas fechas.

Para ilustrar aún más el comportamiento de la radiación y su relación con el ozono

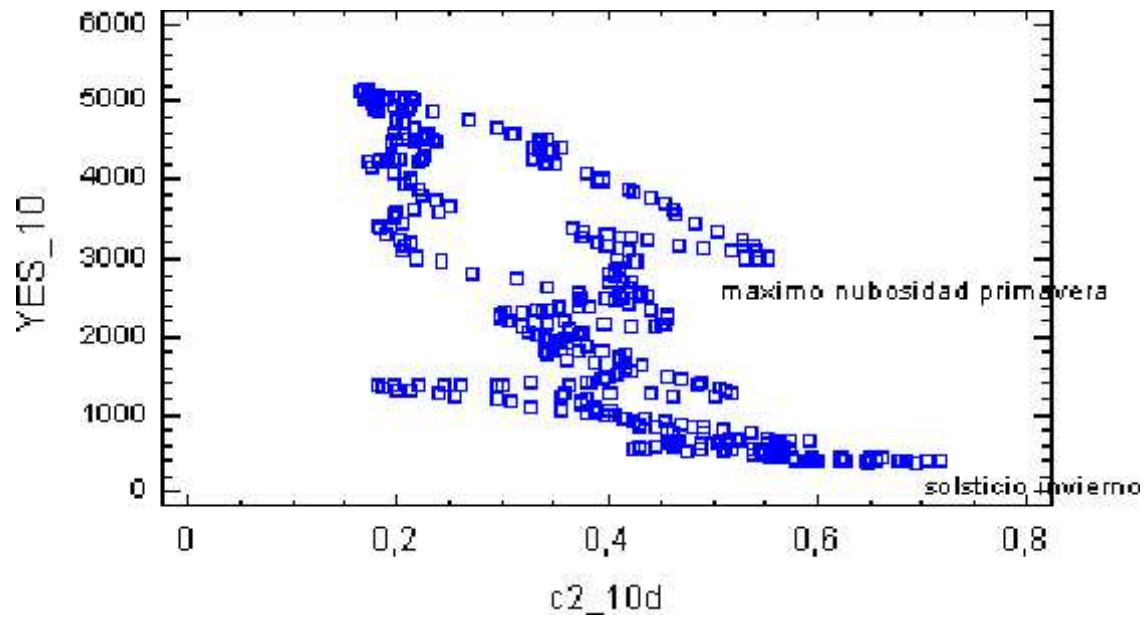


Figura 6.5: Diagrama de dispersion. Medias móviles de 10 días (YES UVB - C2) 1996 – 2002. La parte inferior de la curva corresponde al invierno. El máximo secundario de nubosidad, a finales de abril y principios de mayo, se indica en la parte superior derecha. La parte superior izquierda muestra la disminución de la radiación a lo largo del verano, mientras la nubosidad se mantiene en valores mínimos. Irradiancias en J/m^2 y valores del índice de nubosidad adimensional con valores comprendidos entre 0 y 1.

y la nubosidad, procedemos a representar los diagramas de dispersión en otra época de transición: el otoño, en el periodo entre el 21 de septiembre y el 21 de diciembre.

En la representación de radiación ultravioleta frente a ozono, figura 6.7, se observan algunas oscilaciones en los valores de ozono, si bien el descenso de los niveles de radiación es constante como corresponde a que los días son cada vez más cortos y la altura máxima del Sol sobre el horizonte es cada vez más pequeña.

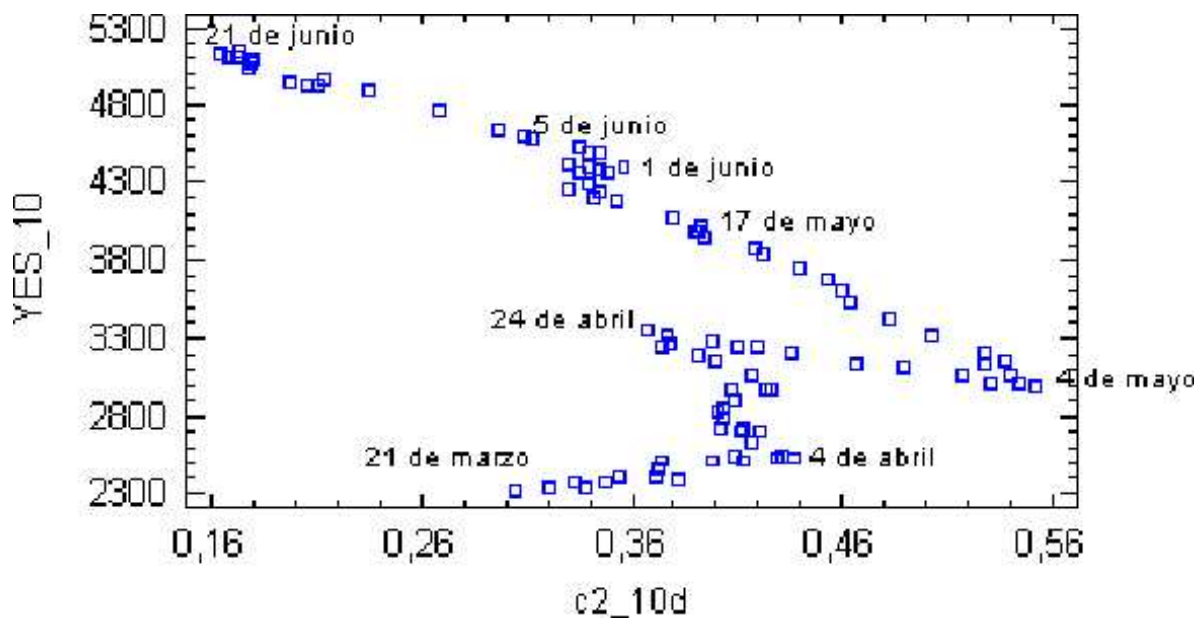


Figura 6.6: Diagrama de dispersión. Medias móviles de 10 días (YES UVB - C2) 1996 – 2002. Representación del periodo de primavera, de 21 de marzo a 21 de junio. Irradiancias en Jul/m^2 y valores del índice de nubosidad adimensional con valores comprendidos entre 0 y 1.

El diagrama de dispersión de la radiación UVB respecto al índice de nubosidad C2, en la figura 6.8, muestra la paulatina disminución de la radiación conforme avanza la estación, pero también una serie de oscilaciones de los valores filtrados de dicho índice C2 que indican periodos de mayor insolación alternando con otros en los que predomina la nubosidad. Los extremos de estas oscilaciones (variando los valores en abscisas), corresponderían a épocas de mejor o peor oscilación. En los tramos en los que el coeficiente C2 disminuye,

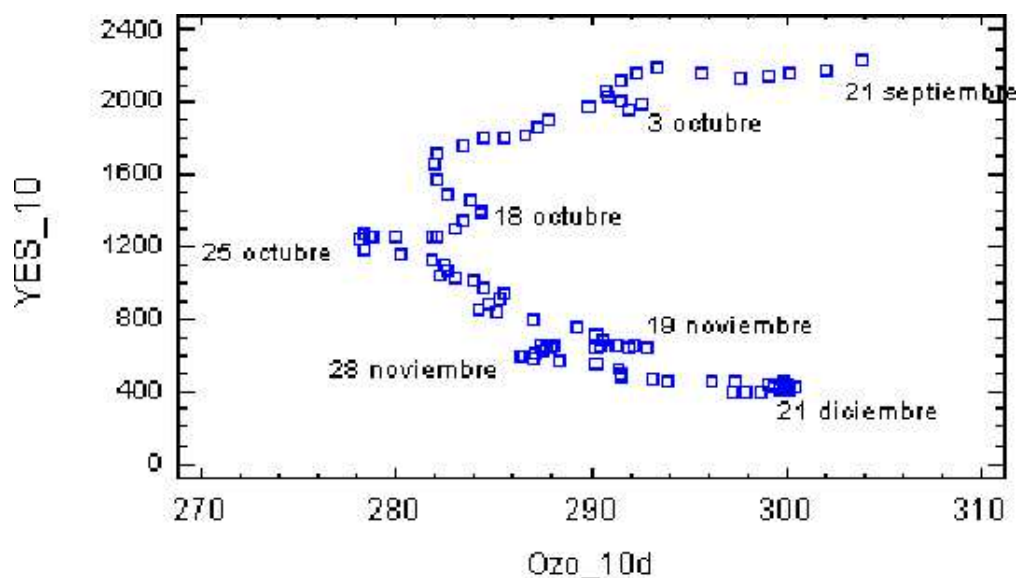


Figura 6.7: Diagrama de dispersión. Medias móviles de 10 días (YES UVB – Ozono total en columna) 1996 – 2002. Representación del periodo primavera, 21 de septiembre - 21 de diciembre. Irradiancias en J/m^2 y total de ozono en columna en Unidades Dobson.

la radiación tiende a mantener niveles constantes con el paso de los días o disminuye muy poco, respondiendo a la menor cobertura nubosa.

6.3. Modelos sencillos de correlación multivariante

El primer intento de determinar una correlación multivariante para el conjunto completo de datos (2426) de \ln UVB Brewer, \ln O3 e índice C2, mostró un coeficiente de correlación de 0,14 para el UVB y el ozono, el cual es muy débil. La relación estadística es significativa al 99 % de nivel de confianza. Como el valor es positivo, se podría deducir que incrementos de ozono llevan a incrementos de la radiación ultravioleta, lo cual por sí solo invalida el resultado de las relaciones obtenidas.

En contraste, el coeficiente de correlación entre UVB y C2 fue superior con un valor de $-0,59$, mostrando la predominancia del factor nubosidad en la atenuación de la ra-

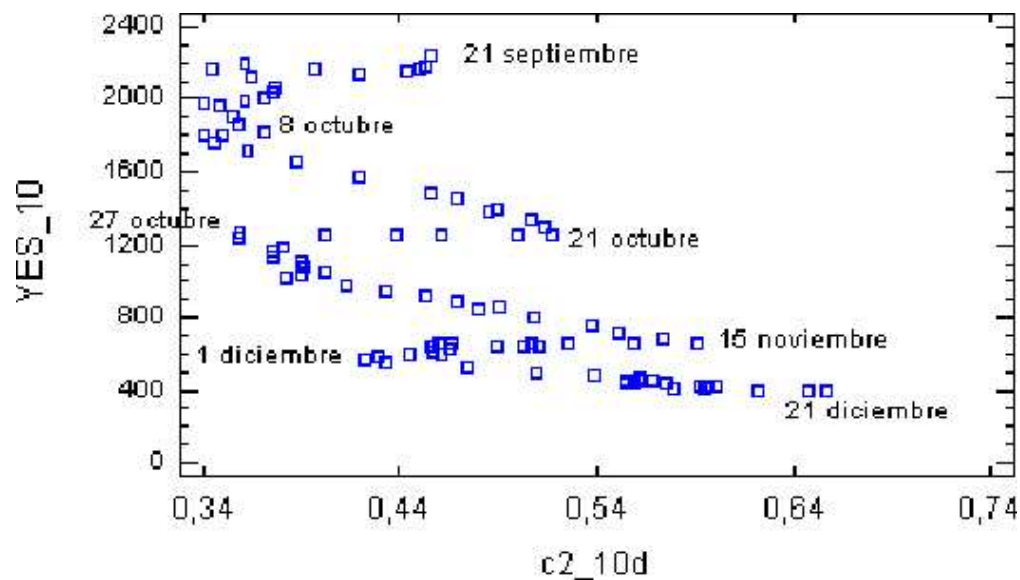


Figura 6.8: Diagrama de dispersión. Medias móviles de 10 días (YES UVB - c_2) 1996 – 2002. Representación del periodo de primavera, 21 de septiembre a 21 de diciembre. Irradiancias en J/m^2 y valores del índice de nubosidad sin dimensiones con valores comprendidos entre 0 y 1.

diación ultravioleta. Al ser la correlación negativa entre ambas variables, el aumento de la nubosidad conlleva la atenuación de la radiación global y, por tanto, su disminución en el registro. La relación lineal entre $\ln Brw$ y $C2$ encontrada fue:

$$\ln Brw = 8,07 - 1,69 \cdot C2 \quad (6.2)$$

Como comparación se obtuvo una relación similar entre $\ln YES$ y $C2$ con un coeficiente de correlación algo superior, $-0,60$. La relación obtenida fue la siguiente:

$$\ln YES = 8,12 - 1,72 \cdot C2 \quad (6.3)$$

La línea interior representa en la figura 6.9 el valor de la recta de ajuste entre ambas variables, las dos curvas próximas a ella representan el nivel de confianza del 95 % para los valores predichos. Las curvas exteriores representan los límites de confianza, es decir marcan los límites dentro de los cuales se encontrarían el 95 % de los valores de nuevas

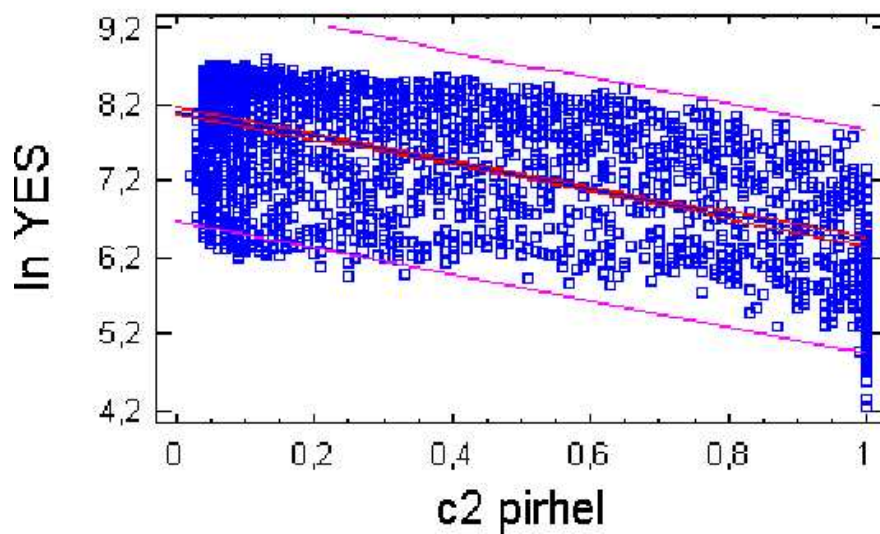


Figura 6.9: Representación gráfica de los puntos $(\ln YES, C2)$, siendo $C2$ el índice de nubosidad a partir de los datos del pirheliómetro, $\ln YES$ es el valor del logaritmo natural de la irradiancia global diaria integrada medida mediante el piranómetro YES. Las líneas rojas exteriores indican los límites de predicción del modelo y las líneas interiores el límite a nivel de confianza del 95 %.

observaciones de acuerdo al modelo. La gráfica muestra la amplia dispersión existente y el efecto de los valores de cielo cubierto en los que otros factores como el espesor de la nube juegan un papel más importante que la cobertura nubosa.

Los valores de C2 pueden asociarse a una estimación del factor de amplificación (en este caso atenuación) de la radiación ultravioleta ocasionada por la nubosidad.

Se realizó un segundo intento de obtener una relación estadística útil utilizando los valores de anomalías de los logaritmos de la irradiancia global integrada diaria YES UVB, del logaritmo del total de ozono en columna, y del índice de nubosidad C2. Las anomalías son las diferencias para cada día entre el valor registrado en un día y año determinados, y el obtenido por suavizado de los promedios diarios mediante la media móvil de 10 días. No se consideró tomar la anomalía de la nubosidad por ser ésta muy variable e introducir mucho ruido en la relación estadística. Llamando $anomlnYES$ y $anomlnO3$ a los valores de las anomalías de la radiación global UVB medida por el YES y a las de los valores de Total de Ozono en columna sobre Madrid, la relación obtenida fue la siguiente:

$$anomlnYES = 0,25 - 1,10 \cdot anomlnO3 - 0,789 \cdot C2_{pirhel} \quad (6.4)$$

El valor explicado de la varianza mediante este ajuste es del 65,63 %. El error estándar de la estimación es del 0,21 y el error absoluto medio es del 0,15 considerando como tal el promedio de los residuos. El p-valor obtenido en la tabla ANOVA es menor que 0,01 (p-valor=0,0000) por lo que existe una relación estadística significativa entre las variables en un nivel de confianza de 99 %.

En la figura 6.10 se representan los valores observados y predichos del valor absoluto de la radiación global UVB medida por el YES. Se indica también el valor en porcentaje sobre el valor observado de la diferencia entre ambos. Se puede ver que hay días en que los errores son muy importantes. El modelo parece comportarse mejor en los meses de

primavera y verano, es decir, en los días en los que el Sol se encuentra más elevado sobre el horizonte.

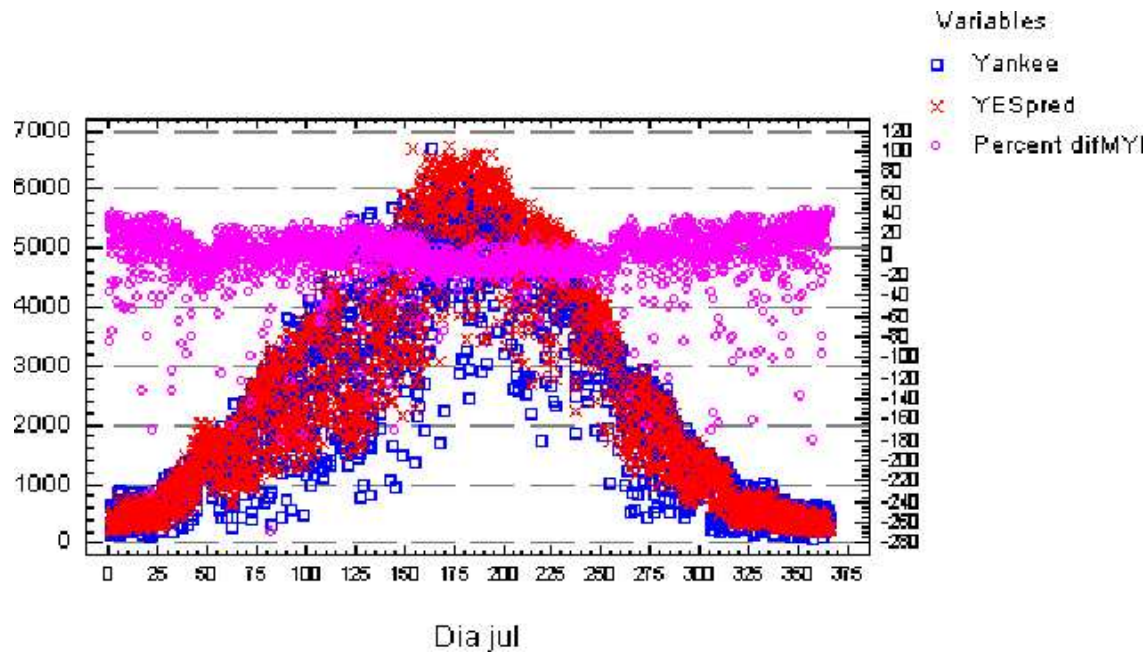


Figura 6.10: Valores observados (azul) y predichos (rojo) del valor absoluto de la radiación global UVB medida por el YES. Unidades: $Julios/m^2$. Porcentaje sobre el valor observado de la diferencia entre ambos (magenta).

6.4. Modelo de predicción autorregresivo con regresores

Siguiendo el ejemplo de García et al. (2000), se procedió a la exploración de los métodos de predicción basados en modelos autorregresivos de media móvil (ARMA) o autorregresivos integrados de media móvil (ARIMA). Estos modelos estaban originalmente diseñados por Box et al. (1994) y Makrikiadis et al. (1983), y tienen aplicaciones en muchos campos como la sanidad; por ejemplo Lage et al. (1999).

Utilizando herramientas de predicción automáticas para una primera selección del modelo ARIMA para la serie $\ln YES$, se obtiene un ARMA (2,1) que comparado con otros da el menor error. Se utilizan 2557 datos diarios para su elaboración. El error cuadrático medio de dicho modelo es de 0,35, el porcentaje de error promedio absoluto es del 3,53 %, el porcentaje de error promedio indicador de la desviación (bias) es del $-0,15$ %.

Partiendo de este resultado, se procede a añadir alguna variable que conocemos que tiene correlación significativa con la radiación ultravioleta global como regresor adicional.

Comenzamos con el logaritmo de la radiación solar global ($\ln Gbl$).

El error cuadrático medio de dicho modelo es de 0,10, el porcentaje de error promedio absoluto es del 1,10 %, el porcentaje de error promedio indicador de la desviación (bias) es del $-0,03$ %.

En el estudio del error y la significación de cada elemento del modelo se aprecia que el término de media móvil (Moving Average, MA(1)) tiene un p-valor superior a 0,05 por lo que no se aprecia significación estadística suficiente. Por ello se procede a utilizar un ARMA (2,0) para las siguientes pruebas. Se aprecia que la variable $\ln Gbl$ es estadísticamente significativa en el modelo considerado.

En el siguiente ensayo se abandona el término MA(1). Con objeto de comprobar la solidez del modelo de predicción, se utiliza el periodo 1996-2000 (5 años) para la elaboración del modelo y se reservan los dos últimos años (2001-2002), con un total de 730 datos, para efectuar la validación.

El error cuadrático medio del modelo de predicción para el periodo de estimación es de 0,10 y para el periodo de validación es del 0,001. El porcentaje de error promedio

absoluto para el periodo de estimación es del 1,07 %, y para la validación del 1,18 %. El porcentaje de error promedio indicador de la desviación (bias) para la estimación es del $-0,03\%$ y para la validación del $-0,04\%$. Los estadísticos de error para la estimación y los periodos de validación son bastante similares por lo que no hay que rechazar el modelo de predicción.

En el siguiente ensayo con el ARMA (2,0) se añade el logaritmo del total de ozono en columna sobre Madrid, $\ln(O3)$, y se mantienen los periodos de tiempo elegidos para la generación del modelo y para su validación.

El error cuadrático medio del modelo de predicción para el periodo de estimación es de 0,08 y para el periodo de validación del 0,007. El porcentaje de error promedio absoluto para el periodo de estimación es del 0,86 %. y para la validación del 0,89 %. El porcentaje de error promedio indicador de la desviación (bias) para la estimación es del 0,03 % y para la validación del 0,03 %. Los estadísticos de error para la estimación y los periodos de validación siguen siendo bastante similares indicando que no hay que rechazar el modelo de predicción. Se aprecia una disminución en los estimadores de error respecto al ensayo anterior. El bias pasa de ser negativo a positivo con valores absolutos similares. El parámetro $\ln(O3)$ es también estadísticamente significativo para el modelo de predicción.

Por último, introducimos en nuestro modelo otro factor de regresión: el coeficiente de nubosidad C2 calculado mediante el pirheliómetro. Para un total de 2557 observaciones comenzando el 1 de enero de 1996, de las que 730 de ellas (periodo 2001-2002) se retienen para validación, el modelo $ARIMA(2, 0, 0)$ con constante +3 regresores obtiene los siguientes resultados:

- El error cuadrático medio del modelo de predicción para el periodo de estimación es de 0,08 y para el periodo de validación es del 0,007.

- El porcentaje de error promedio absoluto para el periodo de estimación es del 0,85 % y para la validación del 0,86 %.
- El porcentaje de error promedio indicador de la desviación (bias) para la estimación es del 0,02 % y para la validación del 0,02 %.
- Los estadísticos de error para la estimación y los periodos de validación siguen siendo bastante similares indicando que no hay que rechazar el modelo de predicción.

Respecto al ensayo anterior se aprecia aún una disminución en los estimadores de error por lo que será finalmente este el modelo seleccionado. El parámetro C2 es también estadísticamente significativo para el modelo de predicción. La figura 6.11 muestra la evolución real y la evolución del modelo para la variable $\ln \text{YES}$. Aparte de algunos valores muy bajos que se apartan del comportamiento del modelo, la evolución de este coincide con la observación.

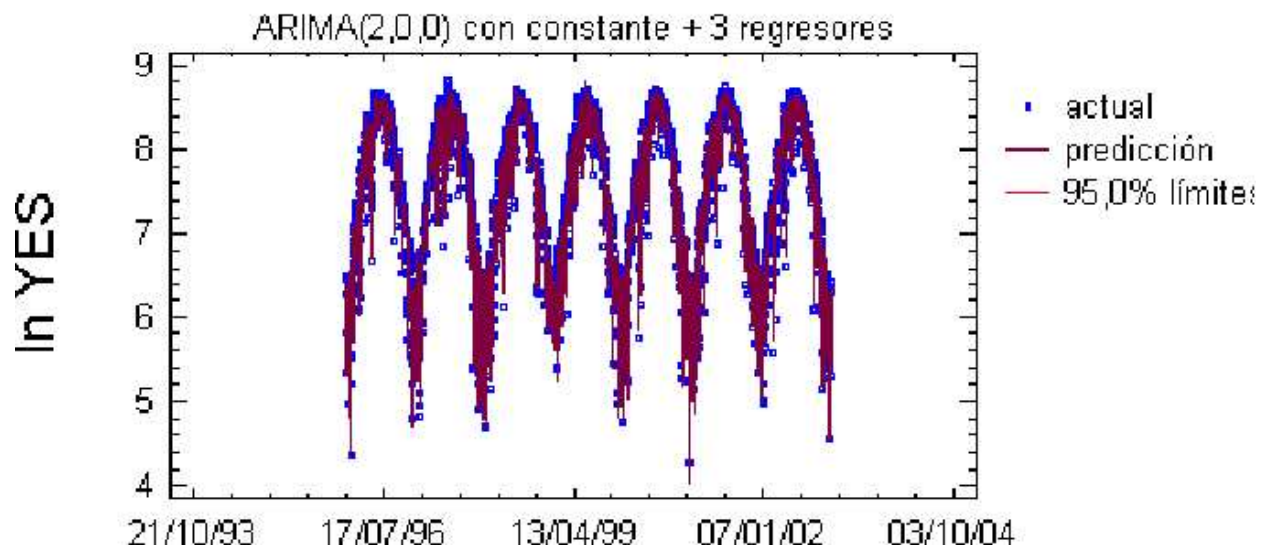


Figura 6.11: Gráfica de evolución del modelo de predicción de la radiación UVB medida por el YES (valor $\ln \text{YES}$) y de las medidas reales.

6.5. Los casos de días despejados. Técnica de separación. Análisis de cluster

La estimación más frecuente del factor de amplificación de la radiación se refiere al efecto aislado del ozono, y, para ello, es preciso seleccionar días libres de nubes y con ángulo solar constante. Citamos como ejemplo de dichos estudios la recopilación de casos realizada por Madronich et al. (1998). De él tomamos como ilustración previa al siguiente apartado la figura 6.12.

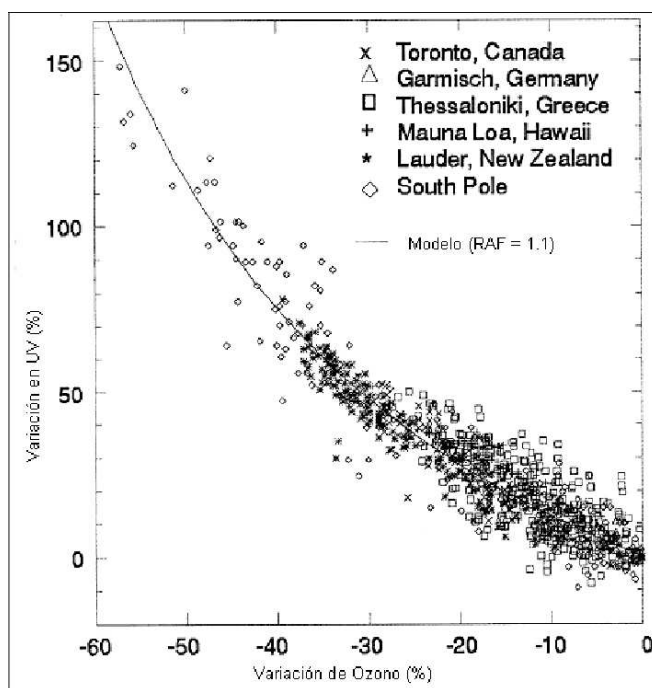


Figura 6.12: Dependencia de la radiación UVB eritemática en la superficie de la Tierra respecto a los cambios de total de ozono en columna, medidos en días libres de nubes en varios lugares del planeta y con ángulos solares cenitales fijos. La curva sólida es la representación de un modelo de predicción de acuerdo a un ajuste potencial. El valor de la potencia y , en consecuencia del Factor de Amplificación de la Radiación (RAF), es 1.1. Tomada de Madronich et al. 1998.

Por lo anteriormente expuesto en la sección 6.2, se apreció que en la estimación del

efecto del ozono en la radiación ultravioleta era preciso proceder a un filtrado de datos que permitiera la comparación entre valores de ultravioleta y ozono sin tener en consideración otros factores: nubosidad, albedo, variaciones en el ángulo solar.

Para ello se seleccionó un conjunto de datos de días sin nubosidad aplicando el criterio que el valor de $C2 \leq 0,1$. Además, para minimizar el efecto de la variación del recorrido del Sol y sus consiguientes alturas sobre el horizonte, se utilizó el periodo entre el 17 de junio y el 17 de julio por superponerse además con el mínimo anual de nubosidad y estar el Sol durante muchas horas a ángulos solares elevados.

Se obtuvo un conjunto de 102 datos/días que cumplían estas condiciones y se procedió a realizar un análisis estadístico más detallado mediante un análisis de cluster utilizando un conjunto amplio de variables: radiación global, directa y difusa, radiación ultravioleta de Brewer e índice C2. El valor del ozono no se tuvo en cuenta inicialmente, ya que varía muy poco a lo largo del periodo indicado y se consideró que no aportaba nada al análisis propuesto. Esto se confirmó al incluirlo más tarde en el conjunto de variables.

El método de cluster utilizado fue el de centroides, utilizando como distancia métrica el cuadrado euclídeo. Aparecen dos agrupaciones principales:

- **El cluster 1** agrupa valores inferiores de radiación UV, global y directa, así como valores superiores de C2 y sobre todo de radiación difusa. Posee 28 miembros.

Se identifica este conjunto con la existencia de mayor turbiedad atmosférica debido a la presencia de aerosoles, o con la presencia de nubes finas. Ambos efectos provocarían una disminución de la radiación directa y un aumento de la radiación difusa.

- **El cluster 2** agruparía los cielos más limpios y posee 72 miembros.

Solo dos casos quedaron fuera de ambos clusters por lo que se considera una clasificación

muy buena. Las coordenadas de los centroides de cada cluster se indican en la tabla 6.1.

Cluster	Rdifusa	Rdirecta	Rglobal	Brw	C2 pirhel
1	538,679	3499,25	2958,21	4995,68	0,0864286
2	377,167	3971,58	3034,08	5415,06	0,0601389
3	541,0	3613,0	3055,0	5878,0	0,1
4	856,0	2782,0	2790,0	5217,0	0,1

Tabla 6.1: Valores de los centroides de los clusters hallados. Los cluster 3 y 4 constaban de 1 sólo miembro por lo que no se tuvieron en cuenta.

Para ilustrar mejor cómo se distribuyen estos valores por comparación entre diferentes variables y apreciar mejor cuál es el comportamiento de cada variable en caso de cielos limpios o en presencia de factores que dispersen la radiación tales como aerosoles o nubosidad residual, se acompañan algunos de los diagramas de dispersión para parejas de magnitudes.

Por ejemplo, en la figura 6.13 que representa la radiación UVB medida mediante el Brewer respecto a la radiación difusa, se aprecia como la mayor parte de los puntos correspondientes al cluster 1 (atmósfera más turbia) presentan valores mayores de radiación difusa y ninguno de ellos excede los $5400 J/m^2$ de manera significativa de valor de irradiancia UVB eritemática integrada diaria. En general, los valores de UVB son inferiores a los del cluster 2.

Si representamos, figura 6.14, la radiación UVB medida por el Brewer frente a la radiación global, obtenemos que, en líneas generales, conforme aumenta la radiación global solar también lo hace la UVB, aunque existe una dispersión muy apreciable.

Los valores mayores de radiación global y UVB están todos en el cluster 2 (cielos limpios) y los valores menores de radiación global y UVB en el cluster 1.

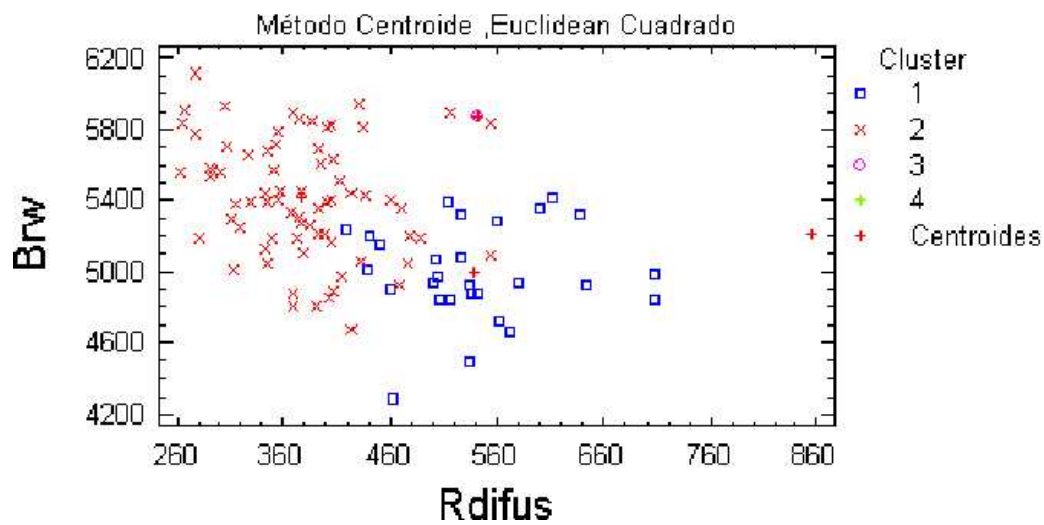


Figura 6.13: Diagrama de dispersión de la Irradiancia global Brw frente a Radiación difusa. El cluster 1 presenta valores más elevados de esta última.

Sin embargo, hay un número apreciable de miembros de ambos clústeres solapándose en la zona central del diagrama.

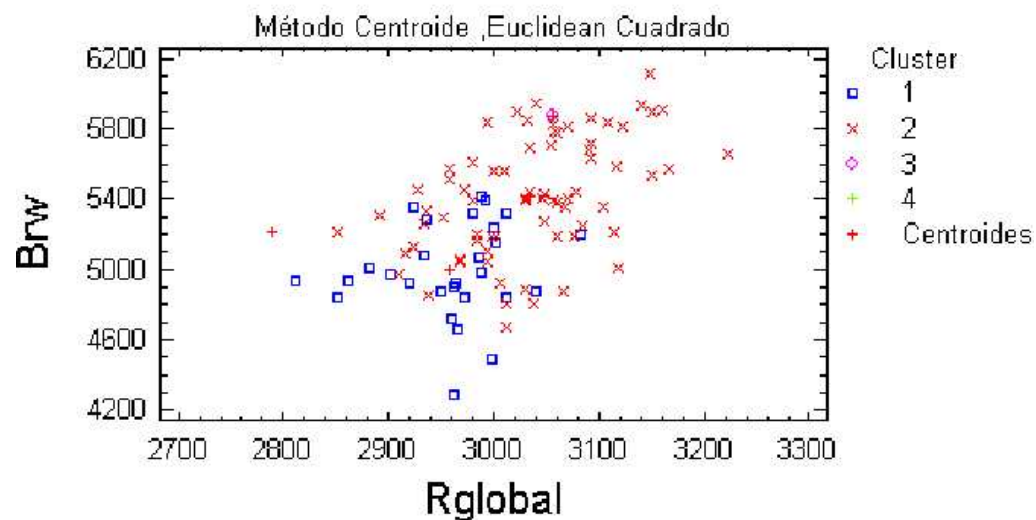


Figura 6.14: Diagrama de dispersión Irradiancia global Brw frente a Radiación global. El cluster 1 presenta valores más bajos de esta última.

Finalmente, si representamos la radiación directa frente a la radiación difusa, figura 6.15, obtenemos la separación más nítida entre ambos grupos. Los miembros del cluster 1 presentan valores más bajos de radiación directa y valores más altos de radiación global. Menciones al efecto de los aerosoles pueden encontrarse en diferentes artículos. En ocasiones, estos pueden dispersar fuera del haz hasta el 50 % de la radiación incidente, contribuyendo al aumento de la radiación difusa y reduciendo el registro de radiación directa (McKenzie et al., 2003). En ciudad de México se han reportado registros de UVB en la parte central de la ciudad inferiores en un 20 % a los registros realizados en los suburbios (Acosta y Evans, 2000).

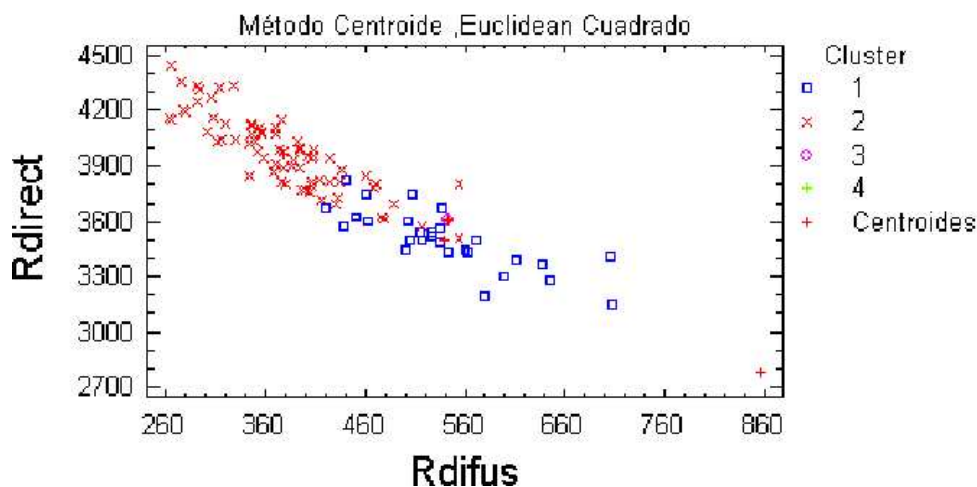


Figura 6.15: Diagrama de dispersión de la Radiación directa frente a Radiación difusa. Aparecen claramente diferenciados ambos clusters. Quizá es el par de variables que mejor delimitan ambos conjuntos.

Las propiedades ópticas de los aerosoles, tal y como han sido medidas en la parte oriental de Estados Unidos, han demostrado tener un fuerte impacto sobre la radiación UVB medida en la superficie. En casos extremos durante la temporada de verano, la extinción de la radiación debida a los aerosoles puede llegar a una reducción del índice UVI hasta en 5 unidades, lo que representaría una reducción del 50 % aproximadamente.

Los valores más típicos de reducción, sin embargo, estarían alrededor del 20% (Wenny et al., 2001). Por ello, el comportamiento diferenciado respecto a la radiación de ambas poblaciones presentes en los dos clústeres asociado a su diferente comportamiento óptico y su tratamiento estadístico diferente es una de las conclusiones de este trabajo.

En base a la clasificación:

- Cluster 1 = Cielos turbios
- Cluster 2 = Cielos limpios

se realiza un ajuste separando ambos casos en dos subconjuntos de datos, y se procede a un análisis de regresión simple entre $\ln Brewer$ y $\ln Ozono$ para los días identificados como de tales características.

CASO CIELOS LIMPIOS

El modelo lineal

$$Y(\ln Brewer) = a + b \cdot X(\ln Ozono) \quad (6.5)$$

obtenido tiene los siguientes valores:

- $ordenada(a) = 14,76$, con una estimación de error de 0,94
- $pendiente(b) = -1,07$, con una estimación de error de 0,16

Por ser negativo el valor de la pendiente, los aumentos de contenido total de ozono llevarán a disminuciones del nivel de irradiancia global en ultravioleta B.

El coeficiente de correlación entre ambas magnitudes es de $-0,61$, con un porcentaje de la varianza explicada del 37,86%. El error estándar de la estimación muestra que la desviación típica de los residuos vale 0,05. El error absoluto medio vale 0,04.

La ecuación del modelo ajustado quedará como sigue:

$$\ln Brw = 14,76 - 1,07 \cdot \ln Ozo \quad (6.6)$$

Dado que el p-valor en la tabla ANOVA es inferior a 0,01, se deduce que existe relación estadísticamente significativa entre los valores de $\ln(Brewer)$ y $\ln(Ozono)$ para un nivel de confianza del 99%. El valor de la pendiente estaría asociado con el factor de atenuación

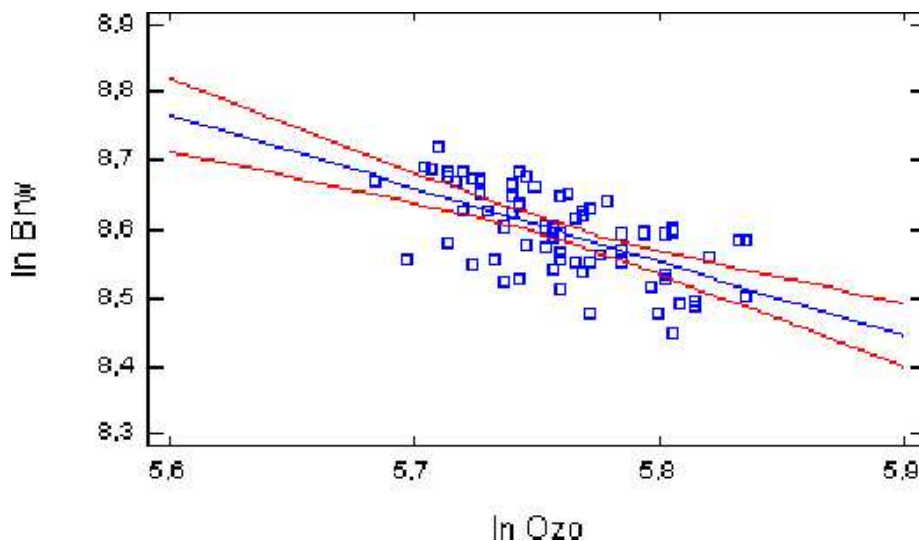


Figura 6.16: Ajuste lineal $\ln Brw - \ln Ozo$. **Subconjunto 2: Cielos limpios.** Periodo 17 junio a 16 de Julio de los años 1996 a 2002. Las líneas exteriores son niveles de confianza al 95 %.

de la radiación ultravioleta debido exclusivamente a las variaciones del total de ozono de la columna en ausencia de nubosidad, de efectos de albedo y con el Sol muy alto sobre el horizonte durante gran parte del día. El Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) tendría el valor de la pendiente del modelo ajustado para el caso del cluster 2 (cielos limpios).

Valor de RAF del ozono para cielos limpios: 1,07

Este valor está próximo al valor de $RAF = 1,1$ obtenido en el compendio de observaciones citado en Madronich et al. (1998), y que se ve en la figura 6.12.

CASO CIELOS TURBIOS

El modelo lineal

$$Y(\ln Brewer) = a + b \cdot X(\ln Ozono) \quad (6.7)$$

obtenido mediante ajuste de ambas magnitudes tiene los siguientes valores:

- $ordenada(a) = 12,07$, con una estimación de error de 1,07
- $pendiente(b) = -0,62$, con una estimación de error de 0,19

Por ser negativo el valor de la pendiente, aumentos de contenido total de ozono llevarán a disminuciones del nivel de irradiancia global en ultravioleta B.

El coeficiente de correlación entre ambas magnitudes es de $-0,54$, con un porcentaje de la varianza explicada del 29,9 %. El error estándar de la estimación muestra que la desviación típica de los residuos vale 0,05. El error absoluto medio vale 0,04.

La ecuación del modelo ajustado para cielos turbios es la siguiente:

$$\ln Brw = 12,07 - 0,62 \cdot \ln Ozo \quad (6.8)$$

El modelo explica un 29,90 % de la variabilidad en $\ln Brw$. El coeficiente de correlación es igual a $-0,54$, indicando una relación moderadamente fuerte entre las variables.

El valor de la pendiente estaría asociado con el factor de atenuación de la radiación ultravioleta debido exclusivamente a las variaciones del total de ozono en columna en ausencia de nubosidad, de efectos de albedo y con el sol muy alto sobre el horizonte durante gran parte del día. El Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) tendría el

valor de la pendiente del modelo ajustado para el caso del cluster 1, con presencia de aerosoles o de nubes residuales (cielos turbios).

Valor de RAF del ozono para cielos turbios: 0,62.

Se observa que el efecto del ozono en estas circunstancias es menor. Aumentos del nivel de contenido total de ozono en columna llevan a reducciones inferiores de la radiación UVB que las que ocurrirían en el caso de presentarse cielos limpios. La disminución en el factor de atenuación de la radiación en superficie es atribuible a la presencia de aerosoles o de alguna nubosidad residual.

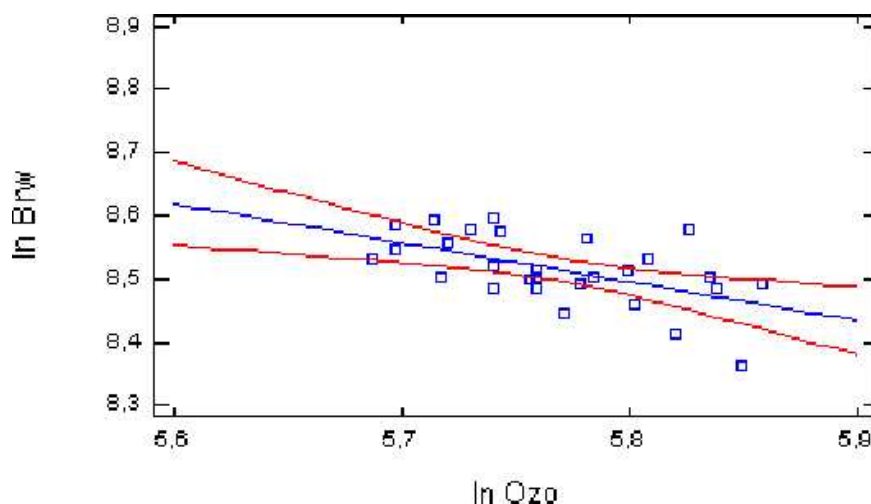


Figura 6.17: Ajuste lineal $\ln Brw - \ln Ozo$. **Subconjunto 2. Cielos turbios.** Periodo 17 junio a 16 de Julio de los años 1996 a 2002. Las líneas exteriores son niveles de confianza al 95 %.

Como el RAF es inferior en el caso de cielos turbios podemos establecer como hipótesis para explicarlo que la presencia de aerosoles y nubes de poco espesor puede modular el efecto del ozono, al mostrar en este caso una pendiente menos intensa el ajuste lineal, y por tanto amortiguando el efecto de las variaciones de ozono en las variaciones de radiación ultravioleta.

6.6. Variación espacial de la radiación ultravioleta B en la Península Ibérica

Para mostrar las variaciones espaciales en la Península Ibérica de la radiación ultravioleta se procede a una evaluación comparativa entre los valores de radiación disponibles en aquellos puntos en que se dispone de series más largas de radiación ultravioleta y preferentemente en los que se dispone de espectrofotómetro Brewer: Murcia, Zaragoza, La Coruña y Barcelona (este último emplazamiento sin Brewer).

Inicialmente se procede a una comparación directa entre los valores de radiación ultravioleta integrada diariamente de los piranómetros de banda ancha YES de Murcia y Madrid por disponer ambos de mayor número de datos con diferencia respecto a los otros observatorios. En Madrid se utilizaron observaciones en el periodo 1996 a 2002. En Murcia en el periodo 1997 a 2002. El instrumento emplazado en ambos observatorios era del mismo tipo.

Los valores promedios de la diferencia Murcia-Madrid por meses se reflejan en la tabla 6.2. Posteriormente, en la tabla 6.3, se dan las diferencias entre Madrid y Murcia teniendo en cuenta el método de definición de quincenas empleado con anterioridad. La representación gráfica de estas últimas diferencias se observa en la gráfica de la figura 6.18.

En general la radiación ultravioleta en Murcia es superior excepto en los meses de verano. El efecto de estar Murcia a menor latitud, lo que asegura mayor número de horas de Sol, y con nubosidad menor en invierno debe explicar este efecto. En cambio en verano, la nubosidad en Madrid es escasa, el Sol está alto en ambos lugares y la altitud de Madrid

MESES/2 QUINCENAS	Promedios	Máximo	Mínimo
Enero	250	112	28
Febrero	214	222	118
Marzo	152	-229	238
Abril	206	-724	452
Mayo	166	-128	-491
Junio	-118	-765	1557
Julio	-60	-425	68
Agosto	-217	-270	-674
Septiembre	72	78	-121
Octubre	163	48	-40
Noviembre	189	124	-45
Diciembre	231	273	-4

Tabla 6.2: Promedio de las diferencias entre valores promedios mensuales de irradiancia global UVB entre los observatorios de Murcia y de Madrid, y valores extremos de las diferencias de dichos promedios.

debe marcar la diferencia para recibir mayores dosis de radiación ultravioleta. Por tanto, en la época en la que la radiación UVB es más importante, de la quincena 12 (segunda de junio) a la quincena 16 (segunda de agosto) en Madrid se registran niveles mayores de radiación ultravioleta que en una zona tan tradicionalmente asociada al Sol como Murcia.

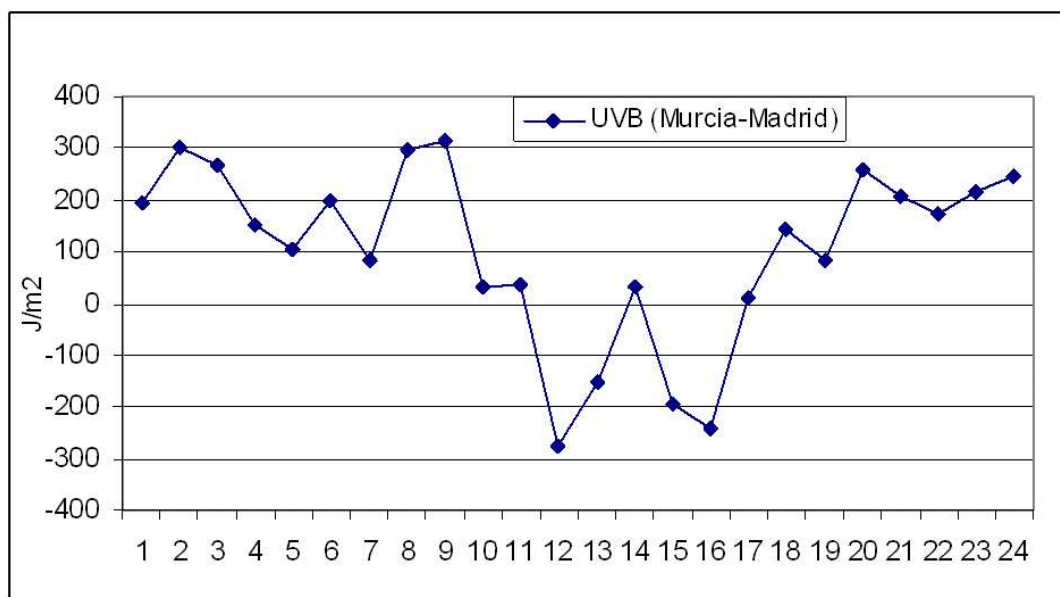


Figura 6.18: Diferencias de los promedios quincenales de irradiancia global ultravioleta entre Murcia y Madrid.

En la figura 6.19 se presentan los promedios de radiación ultravioleta por quincenas obtenida mediante los piranómetros YES UVB-1 de Murcia, Madrid, Zaragoza y La Coruña. Los registros de Zaragoza y La Coruña comenzaron a partir del año 1999. Con este gráfico, figura 6.19, se pretende cubrir diferentes zonas geográficas y climas como son el noroeste y el noreste de la Península Ibérica.

Los máximos de radiación UVB de Zaragoza y Madrid son parecidos en la parte central del año. Sin embargo, se observa que los valores de Murcia son superiores también a los de Zaragoza el resto de meses del año. Hay que recordar no obstante, a la hora de extraer conclusiones, que las curvas de Zaragoza y La Coruña contienen menos años de datos (1999-2002).

Fecha	Quincena	Promedios	Desv std	Max abs	Min abs
1 enero-15 enero	1	193	41	126	-37
16 enero-31 enero	2	302	-24	112	324
1 febrero-15 febrero	3	267	20	317	118
16 febrero-1 marzo	4	151	56	222	-11
2 marzo-16 marzo	5	104	25	390	151
17 marzo-1 abril	6	200	-24	-229	238
2 abril-16 abril	7	85	-163	-538	452
17 abril-2 mayo	8	297	-239	-724	138
3 mayo-17 mayo	9	313	-73	-326	-491
18 mayo-1 junio	10	33	46	-128	-143
2 junio-16 junio	11	36	-425	-765	1623
17 junio-1 julio	12	-276	-86	-519	481
2 julio-16 julio	13	-152	-118	-425	-321
17 julio-1 agosto	14	30	-284	-387	459
2 agosto-16 agosto	15	-194	29	-270	-65
17 agosto-1 septiembre	16	-241	93	-220	-840
2 septiembre-16 septiembre	17	11	-37	78	845
17 septiembre-1 octubre	18	142	24	108	-121
2 octubre-16 octubre	19	84	38	48	-93
17 octubre-31 octubre	20	258	48	224	-40
1 noviembre-15 noviembre	21	206	1	124	34
16 noviembre-30 noviembre	22	172	16	189	-45
1 diciembre-15 diciembre	23	215	39	53	11
16 diciembre-31 diciembre	24	247	91	628	-4

Tabla 6.3: Promedio y desviación estándar de las diferencias entre valores promedios quincenales de irradiancia global UVB entre los observatorios de Murcia y de Madrid, y valores extremos de las diferencias de dichos promedios.

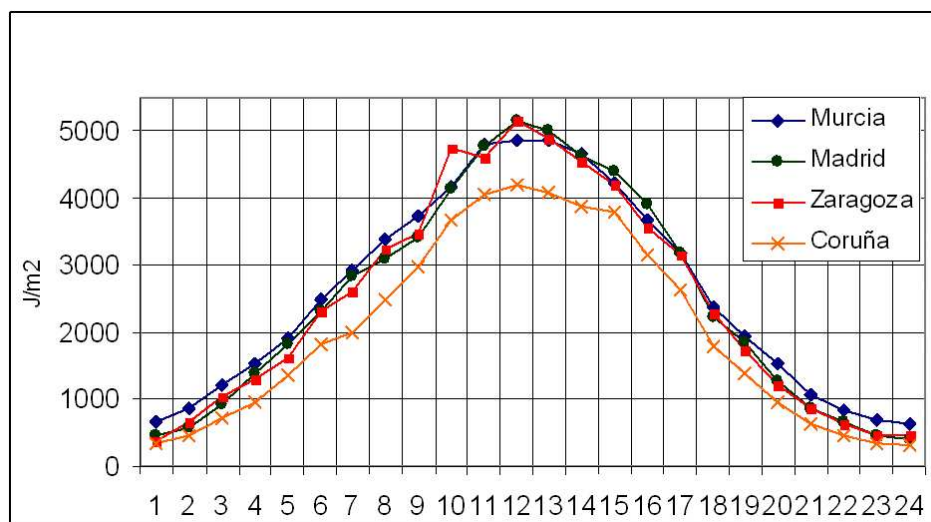


Figura 6.19: Promedios quincenales de irradiancia global UVB para Murcia, Madrid, Zaragoza y La Coruña.

La curva de La Coruña muestra siempre menos radiación, probablemente debido a la nubosidad como puede verse en la figura 6.20, en la que se aprecia el elevado número de días al mes con insolación inferior al 20% de la teórica. Por otra parte al aumentar la latitud se producen dos efectos que colaboran ambos en la reducción de la radiación. A más latitud menor altura del Sol y menos radiación, y también mayor contenido de ozono en columna que contribuye a reducir el total de radiación ultravioleta B.

Con objeto de introducir un nuevo escenario geográfico y climático, introducimos los datos de Barcelona correspondientes al periodo 1999-2002. Se observa que el gráfico de esta última localidad es muy parecido al de La Coruña con la que comparte prácticamente latitud y altura sobre el nivel del mar ya que ambas son costeras. Sin embargo, Barcelona registra más radiación que La Coruña fuera de los meses de verano. Esto podría explicarse porque en la zona mediterránea a esa latitud, la nubosidad en las otras tres estaciones es inferior a la de la zona atlántica. También es destacable el hecho de que en verano en Barcelona y La Coruña se registran $1000 J/m^2$ de radiación ultravioleta integrada diaria

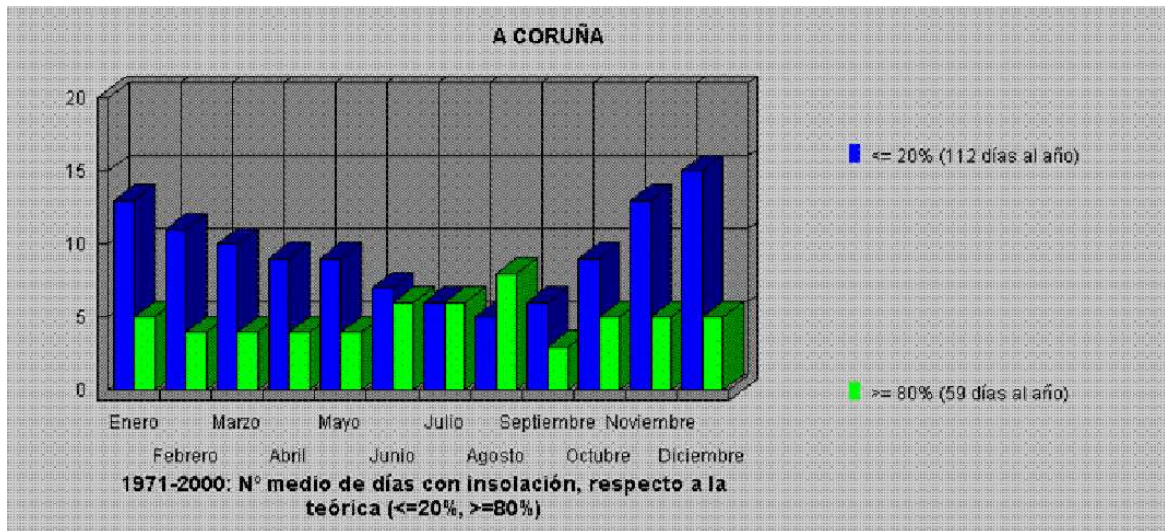


Figura 6.20: Número medio de días con insolución inferior al 20 % o superior al 80 % respecto a la teórica en el observatorio de La Coruña. Fuente: INM.

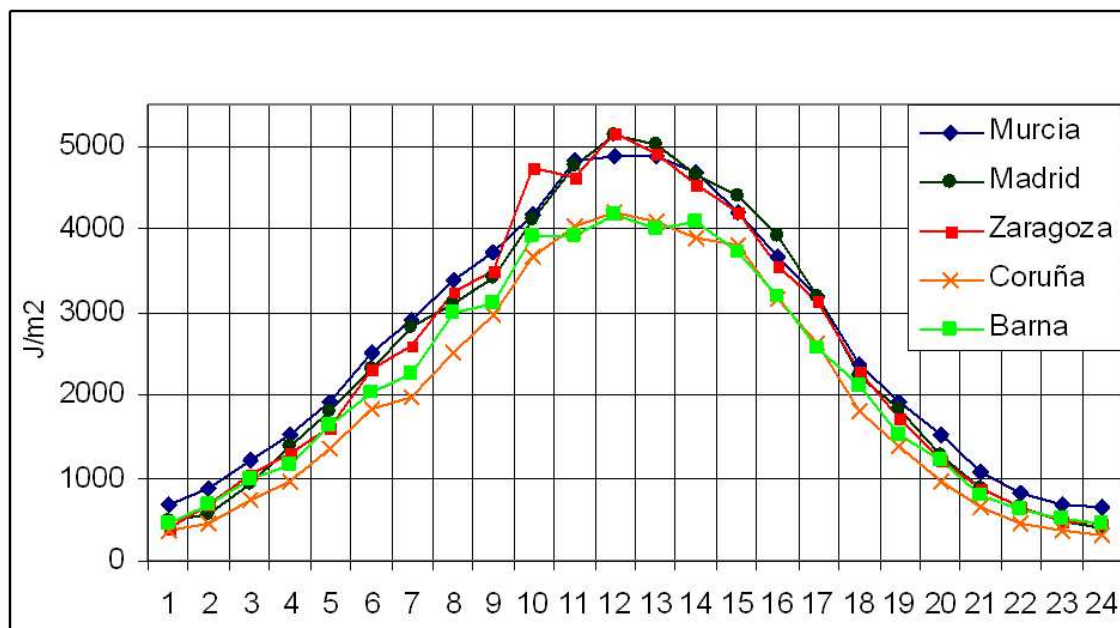


Figura 6.21: Promedios quincenales de irradiancia global UVB para Murcia, Madrid, Zaragoza, La Coruña y Barcelona.

menos que en Madrid, Zaragoza o Murcia.

6.7. Conclusiones

El análisis del espectro de frecuencias de los valores diarios integrados de la radiación UVB sobre Madrid no muestra otra periodicidad clara más que la anual.

Del examen de las curvas de evolución anual de radiación UVB frente a ozono y frente a nubosidad es posible obtener información sobre el comportamiento estacional de la radiación en función de ambos factores.

El mínimo relativo de radiación UVB se explica por el aumento de nubosidad y por la ocurrencia del máximo anual de valores de total de ozono.

La correlación en el ajuste lineal entre radiación UVB y ozono es débil (0,14). Sin embargo, la correlación en el ajuste lineal entre UVB y coeficiente de nubosidad sí es significativa y de signo negativo.

Los ensayos con modelos ARIMA muestran que estos deben combinarse con otras magnitudes con buena correlación con la radiación UVB para mejorar sus resultados.

El modelo que mejor resultados obtiene para la serie de Madrid es un ARIMA (2,0,0) con tres regresores: el logaritmo neperiano de la radiación solar global, el logaritmo neperiano del total de ozono en columna, y el coeficiente de nubosidad C2 obtenido mediante el pirheliómetro.

Para medir el efecto del ozono en la radiación ultravioleta es necesario seleccionar días

despejados y con valores de ángulo solar cenital similares. La técnica de selección previa seleccionando los días de mayor duración del año y eligiendo aquellos con coeficiente de nubosidad C2 inferior a 0,1, y el uso de la herramienta de análisis de clusters sobre un conjunto de magnitudes amplio han dado resultados correctos.

Estos resultados han consistido en la separación de los casos seleccionados en dos poblaciones con características ópticas diferentes.

Una de ellas, categorizada como cielos limpios, y caracterizada por valores bajos de radiación solar difusa y elevados de radiación solar directa, ha permitido hallar un Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) debido al efecto del ozono de 1.07, valor que es similar al hallado en otros estudios citados.

La otra categoría, etiquetada como cielos turbios, se caracteriza por valores elevados de radiación solar difusa y por valores comparativamente inferiores a la clase anterior en radiación solar directa. El Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) debido al efecto del ozono obtenido en este caso es de 0,62, inferior al anterior porque en este caso de mezcla se superpone el efecto de atenuación de la radiación debido a los aerosoles tal y como se describe en otros estudios también citados.

Existe un comportamiento espacial diferenciado de la radiación en la Península Ibérica. Los observatorios del interior (Madrid y Zaragoza) reciben mayor cantidad de UVB en los periodos del año en los que la radiación es máxima. El observatorio de Murcia recibe más radiación en cambio el resto del año. Los observatorios costeros del norte de la Península reciben una cantidad de radiación UVB sensiblemente inferior, aunque en el caso de la zona mediterránea durante los meses no estivales, la radiación es superior a la zona atlántica.

Capítulo 7

Caso de estudio: la radiación solar ultravioleta en Madrid

7.1. Introducción

Con el fin de ilustrar los efectos de la variación del total de ozono en columna sobre los valores diarios de UVB, se ha elegido un periodo de varios días alrededor del máximo registrado en Madrid entre 1996 y 2002 (13 de junio de 1997) para realizar un estudio detallado de la evolución de las variables relacionadas con la radiación ultravioleta.

A lo largo de este capítulo se presentarán las condiciones sinópticas imperantes esos días, la evolución día a día de los valores de radiación visible y ultravioleta, de nubosidad y de contenido total de ozono en columna. Si bien el valor máximo registrado en este trabajo fue superado en fecha posterior a 2002, el estudio tiene el valor de mostrar unas condiciones marco atmosféricas en las que existe riesgo de recibir dosis elevadas de radiación ultravioleta en Madrid.

7.2. Situación sinóptica

Del estudio cuidadoso de la base de datos se desprende que en el periodo 1996-2002, el día señalado como el máximo histórico de registro de radiación global ultravioleta B integrada diaria en Madrid fue el 13 de junio de 1997, que corresponde al día juliano 164 de ese año. No fue un día de los que se consideraron como despejados en la parte anterior de este trabajo. El valor del coeficiente de nubosidad superó el umbral de 0.1 fijado para la selección realizada en el capítulo anterior.

El valor exacto del coeficiente C2 fue de 0,13 y, por ello, este caso no está incluido en ninguna de las dos poblaciones en las que se separaron para realizar el estudio de caracterización del efecto del ozono sobre la radiación ultravioleta. Sin embargo, sus valores de radiación difusa baja y de radiación directa elevada lo colocarían dentro de la categoría 2 (cielos limpios). El registro de condiciones meteorológicas observadas en ese día indican buena visibilidad, condiciones ventosas y alguna nubosidad de tipo bajo (probablemente cúmulos). Como se verá en detalle en el estudio, este patrón de condiciones de tiempo y nubosidad es consistente con lo observado en las imágenes de satélite.

Para evaluar las condiciones atmosféricas sinópticas se ha realizado un estudio de los mapas de presión en superficie, de geopotencial a 500 hPa, y de temperatura al nivel de 850 hPa desde el día 9 de junio de 1997 hasta el día 19 de junio del mismo año basados en los análisis realizados por el Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio (ECMWF de sus siglas en inglés). Se han utilizado también los perfiles verticales de temperatura, viento y humedad del observatorio de Madrid-Barajas, indicativo sinóptico 08221, representados en un diagrama oblícuo.

Se ha contado, mediante el acceso al servidor del Centro Mundial de Datos de Ozono y Radiación Ultravioleta (WOUDC) de Canadá, con los mapas de total de ozono en columna

y de desviación en tanto por ciento respecto a los valores normales correspondientes a esos días.

Por último, se han analizado las imágenes de los canales visibles e infrarrojos del satélite geoestacionario Meteosat 6 correspondientes a las 12 horas Z de cada día, y las de los canales visibles e infrarrojos del sensor AVHRR de los satélites de órbita polar de la NOAA. Las imágenes de satélite fueron obtenidas del servidor de información meteorológica de la Fundación Catalana para la Investigación (Fundació Catalana per la Recerca), por su fácil acceso para el intervalo de tiempo considerado en este estudio.

Los valores de total de ozono en columna de la primera mitad de los días seleccionados fueron inferiores a los climatológicos y propios de masas de aire subtropicales. Los valores menores y la desviación mayor se produjeron el día 13 de junio coincidiendo con el máximo de radiación ultravioleta. Las masas de aire subtropicales son pobres en ozono y, por ello su presencia propicia el registro de valores bajos. Cuando estas masas de aire coinciden con la estación de mínimos en los valores de ozono pueden producirse eventos del tipo mini-agujero de ozono tal y como el 10 de enero de 2004 con valores de 189 Unidades Dobson (Gil et al., 2004).

La secuencia de mapas de presión en superficie y altura del geopotencial de la superficie de 500 hPa se encuentra en el Apéndice C, los mapas están basados en el reanálisis del National Centre for Environmental Prediction (NCEP) presentado por Wetterzentrale.

Los mapas de superficie, 850 y 500 hPa, muestran en los primeros días el desplazamiento de una borrasca desde las Azores hasta las Islas Británicas afectando al tercio noroeste de la Península Ibérica asociada a una vaguada débil que termina de pasar el día 11 de junio. En 500 hPa el flujo es zonal, aunque a partir del día 13 una vaguada procedente de Terranova ondula la circulación y propicia que aumente la circulación meridiana con una vaguada que llega a la Península el día 16 con características poco marcadas pero

quedándose anclada sobre ese territorio. En el día 13 en particular, los sistemas frontales resbalan por la parte noroccidental de la península con una cuña dominando en la zona mediterránea.

En 850 hPa, el hecho más destacable es el elevado gradiente de temperaturas entre el oeste y el este de la Península, con una masa sahariana muy cálida al este y aire atlántico relativamente fresco al oeste el día 9, figura C.1. El día 10, el gradiente es zonal con las isotermas orientadas norte-sur definiendo probablemente una zona frontal, como puede apreciarse en la figura C.2. Los sucesivos pasos de sistemas nubosos van erosionando esa masa sobre todo en el noreste, pero sólo al final del periodo, el día 18, se produce un descenso acusado de la temperatura en el sureste de la Península.

El estudio de los sondeos aerológicos de Madrid-Barajas para los días 12 y 13 de junio muestra una masa de aire subtropical, con zonas de nubosidad media y alta abundante. Los vientos en niveles medios y altos son del oeste. El día 13 de junio, la característica principal en niveles altos es la altura a la que se encuentra la tropopausa, a un nivel próximo a los 150 hPa y 14000 m, figura 7.1. Esto es indicador de que las características tropicales de la masa de aire superior se habían acentuado respecto al día anterior. A las 00 horas, el viento en niveles altos sigue siendo del oeste. Se aprecia abundante nubosidad de tipo medio y alto. A las 12 horas, el viento en niveles altos gira ligeramente hacia el suroeste. No se aprecia de manera clara la existencia de capas de nubes. Existen ligeras discontinuidades en niveles medios que indicarían que el perfil vertical está evolucionando, tal y como se constató en el sondeo del día 14 de junio a las 00 horas, en las que se aprecia abundante nubosidad.

La imagen del Meteosat IR (canal infrarrojo) del día 9, figura 7.2, muestra abundante nubosidad al oeste de la península correspondiente a una depresión de 1000 hPa asociada con una depresión aislada en niveles altos. Por delante de ella, se desarrolla abundante

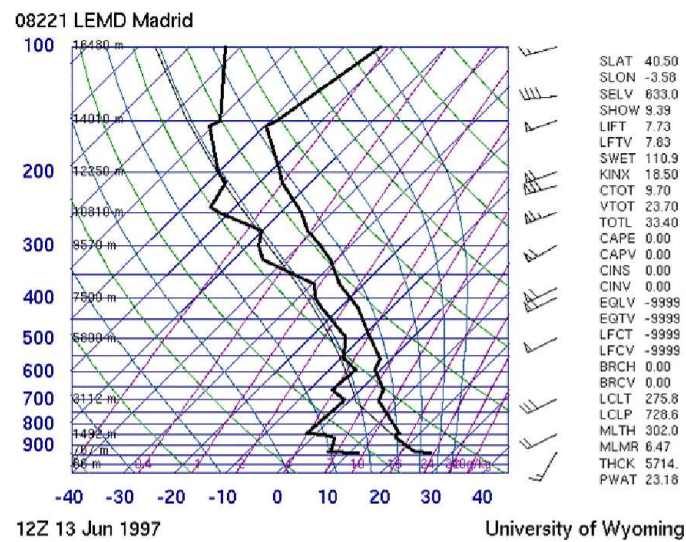


Figura 7.1: Sondeo aerológico de Madrid-Barajas correspondiente al día 13 de junio de 1997 a las 12 horas Z. (Fuente: INM-Universidad de Wyoming)

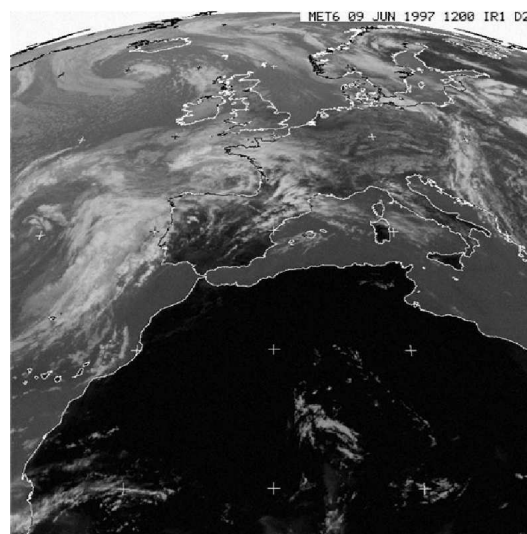


Figura 7.2: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 9 de junio de 1997.

nubosidad convectiva y de tipo alto en la mitad norte y occidental. El registro de insolación de Madrid lo define como un día nublado con valores de radiación medios.

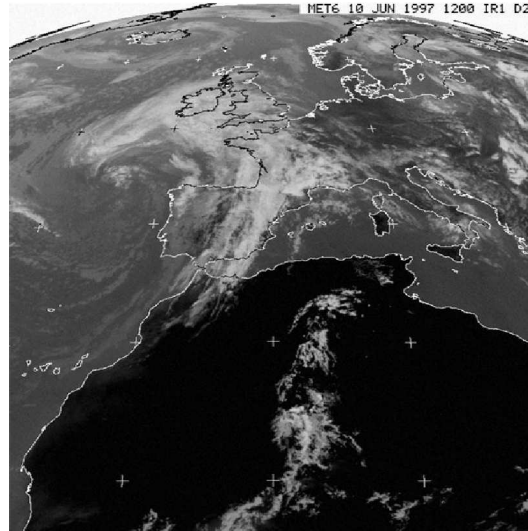


Figura 7.3: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 10 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.

El día 10 se aprecia en la imagen Meteosat IR, figura 7.3, la banda nubosa alcanzando el Mediterráneo y coincidiendo con la zona de mayor gradiente de temperaturas mostrada en el análisis de temperatura de 850 hPa. En superficie correspondería con un frente frío asociado a la baja que estaba cerca de Galicia. La nubosidad en Madrid fue importante durante todo el día y los registros de radiación tuvieron valores bajos. La imagen NOAA del canal visible 2 de las 14:00 horas muestra sistemas de ondas de montaña con viento posible del sur-suroeste y muchas nubes de tipo alto en Madrid, Castilla-La Mancha, y Castilla y León (figura 7.6). La comparación entre visible e infrarrojo indica que había gran cantidad de nubosidad alta y que la convección no era muy extendida. La presencia de nubes de onda indica también predominio de la estabilidad para ascensos verticales.

El mapa de ozono total para el hemisferio norte, como se presenta en la figura 7.4, muestra sobre la Península Ibérica valores algo inferiores a los normales para esas fechas.

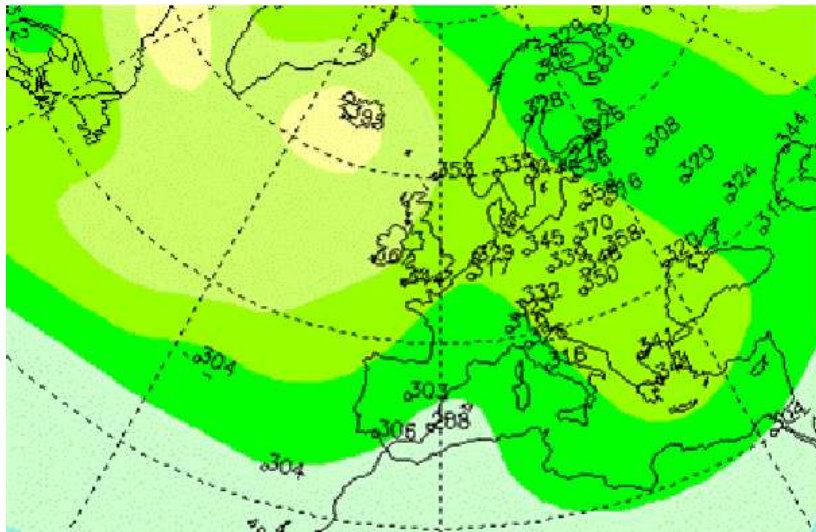


Figura 7.4: Mapa de total de ozono. Fecha: 10 de junio de 1997. Leyenda en figura 7.5.

Fuente: WOUDC.

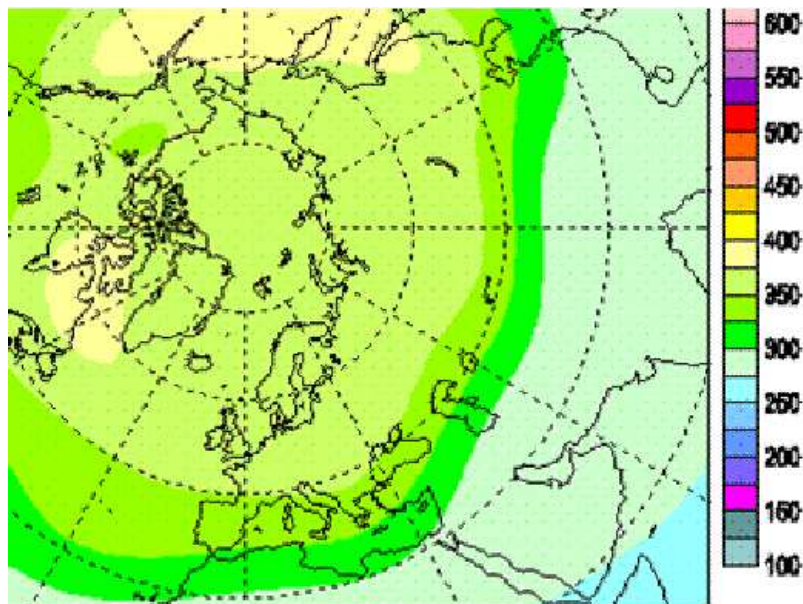


Figura 7.5: Valores climáticos normales de ozono para el mes de junio. La península Ibérica se encuentra entre la isolínea de 325 y la de 350 Unidades Dobson. Fuente WOUDC.

En la figura 7.5 se presenta el mapa de valores climáticos de total de ozono en columna para el mes de junio. La Península Ibérica se encuentra entre la isolínea de 325 y la de 350 Unidades Dobson. La presencia de aire subtropical está ligada siempre con un menor contenido de total de ozono en columna. En cambio, la presencia de masas de aire polar está asociada con mayores cantidades de total de ozono en columna.

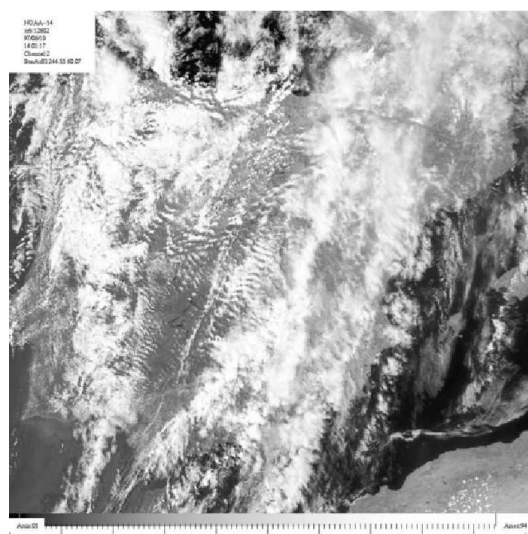


Figura 7.6: Imagen del satélite NOAA-14 en canal 2 (visible) de las 14:00 UTC del día 10 de junio de 1997. Fuente: NOAA.

El día 11 continúa por la mañana la situación de circulación del suroeste con ondas de montaña en Extremadura, Sistema Central, Meseta norte y montañas de Galicia y zona cantábrica. En Madrid, el día es claro y con nubosidad escasa, como se ve en la imagen de satélite en la figura 7.7. Los niveles de radiación ultravioleta son elevados, sobrepasando la irradiancia integrada diaria los $5700 J/m^2$ según el registro del Brewer y siendo el segundo valor más alto del periodo de estudio. Al oeste de la Península la nubosidad es abundante durante todo el día, como corresponde a una situación de suroeste (figura 7.9).

Los valores de total de ozono, en la figura 7.8 continúan siendo más bajos que lo que corresponde a la época.

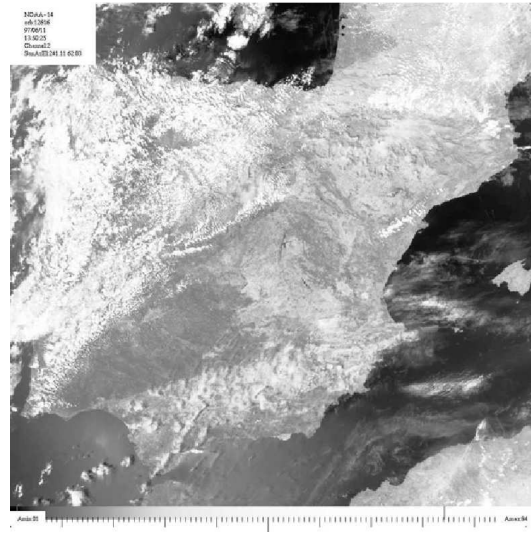


Figura 7.7: Imagen del satélite NOAA-14 en canal 2 (visible) de las 13:50 UTC del día 11 de junio de 1997. Fuente: NOAA.

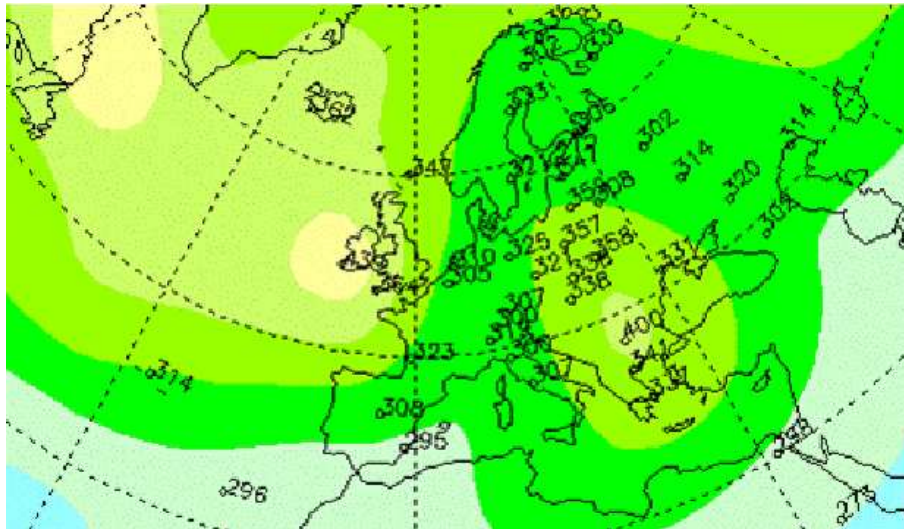


Figura 7.8: Mapa de total de ozono. Fecha: 11 de junio de 1997. Fuente: WOUDC.

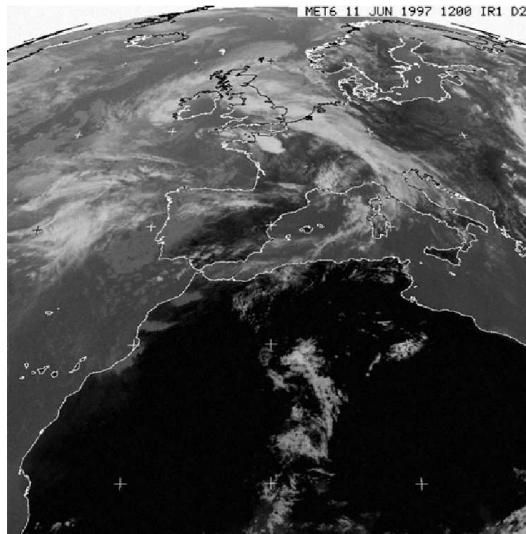


Figura 7.9: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 11 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.

El día 12 las imágenes de los satélites de órbita polar de la NOAA correspondientes a la mañana, mediodía y tarde muestran nubosidad de tipo alto y convectivo en el centro y sur de la Península que va en aumento a lo largo del día asociado con un sistema frontal que va avanzando hacia el Mediterráneo y va desarrollando abundante nubosidad.

En la imagen de las 07:40 UTC del satélite de órbita polar, en un canal visible que puede verse en la figura 7.10, se aprecia nubosidad de desarrollo y convección sobre el sur de Extremadura y en las sierras de Jaen y Albacete. Hay abundantes cirros en la mitad norte, y se aprecian nubes de onda por debajo en el tercio noroccidental. En la imagen de las 13:40 UTC del satélite de órbita polar, en un canal IR (figura 7.11), se aprecia el sistema frontal muy desarrollado con nubosidad convectiva y alta muy abundante marcando la diagonal NE-SO de la Península, y avanzando hacia el Mediterráneo. Todo el tercio noroccidental está ocupado por abundantes núcleos de convección. Bajo estas circunstancias, la radiación en la zona centro tuvo que ser inferior a la normal debido a la presencia de abundante nubosidad.

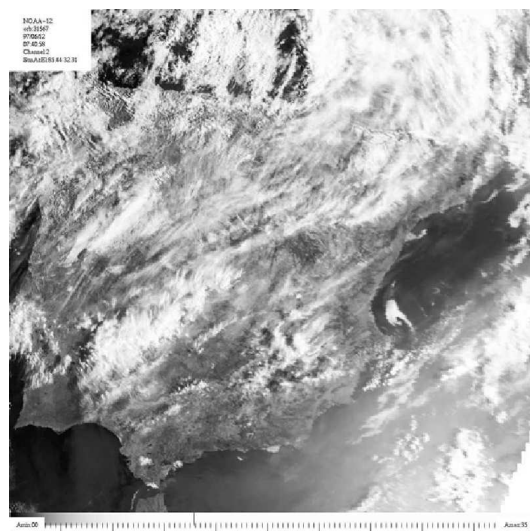


Figura 7.10: Imagen del satélite NOAA-12 en canal 2 (visible) de las 07:40 UTC del día 12 de junio de 1997. Fuente: NOAA.

La radiación ese día fue inferior a la normal, si bien no tan baja como el día 10. Las masas de aire presentes hasta esa fecha eran probablemente marítimas tropicales que se caracterizan por valores totales de ozono en columna inferiores a la normal tal y como indican los mapas de ozono (figura 7.12). En este caso, el indicador de procedencia de la masa de aire sería el total de ozono.

El día 13, la imagen de Meteosat muestra abundante nubosidad en el norte de Portugal, Galicia y el norte peninsular, pero libre de nubes a Madrid, Castilla-La Mancha y Andalucía. Sin embargo, las imágenes de NOAA, figuras 7.15 y 7.16, muestran sistemas de ondas de montaña en el Sistema Central originadas por vientos del suroeste. Esta nubosidad hace que no sea un día totalmente soleado en Madrid y que no se alcancen valores de radiación global tan altos como otros días. Sin embargo, la caída de los valores de ozono sobre el centro de la Península Ibérica que se aprecia en la figura 7.13, propicia la situación de registro récord en la radiación ultravioleta tal y como se verá en los siguientes apartados.

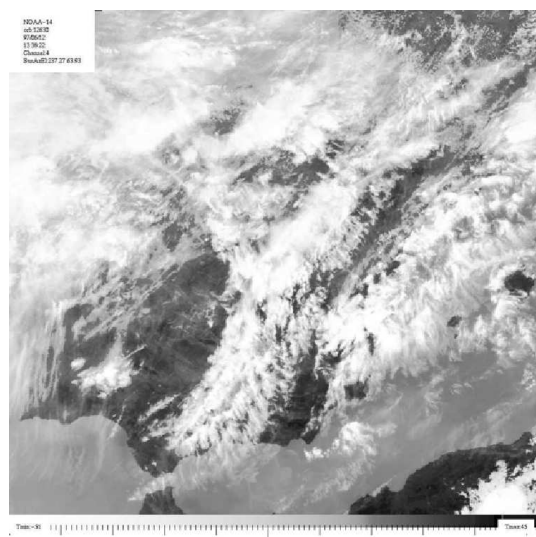
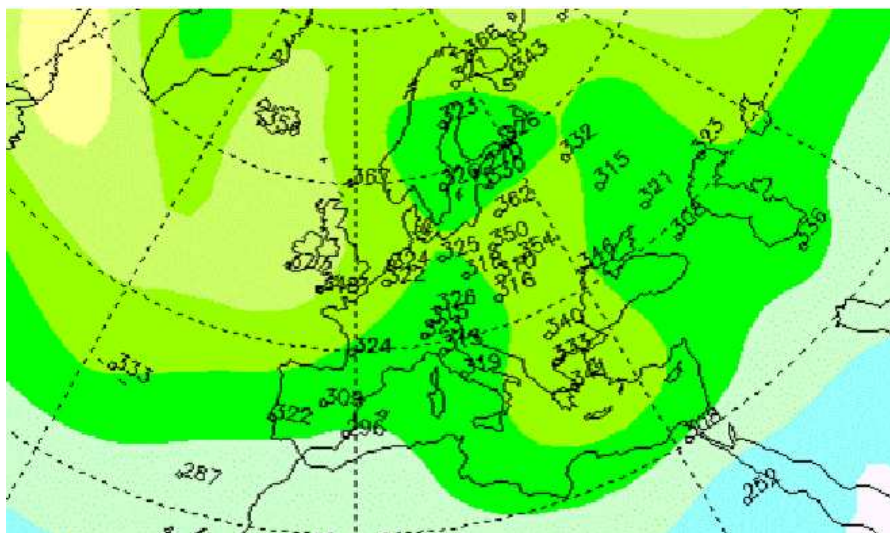


Figura 7.11: Imagen del satélite NOAA-14 en canal 4 (IR) de las 13:40 UTC del día 12 de junio de 1997. Fuente: NOAA.



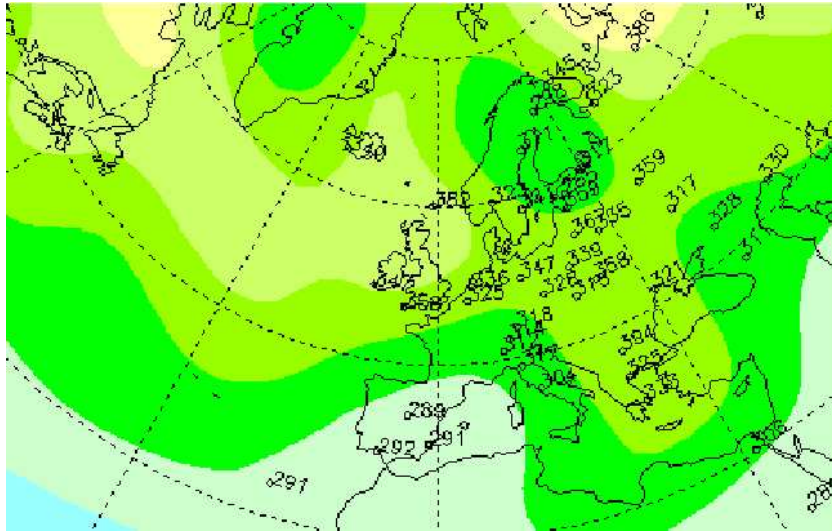


Figura 7.13: Mapa de total de ozono. Fecha: 13 de junio de 1997. Fuente: WOUDC.

Fijémonos en el valor de 289 UD en Madrid y los valores ligeramente superiores a 290 UD en el sur de la Península y en Madeira. El día anterior, en Madeira, ya se registraban esos valores bajos de ozono. El día 13, se mete una cuña de aire pobre en ozono sobre gran parte de la Península Ibérica.

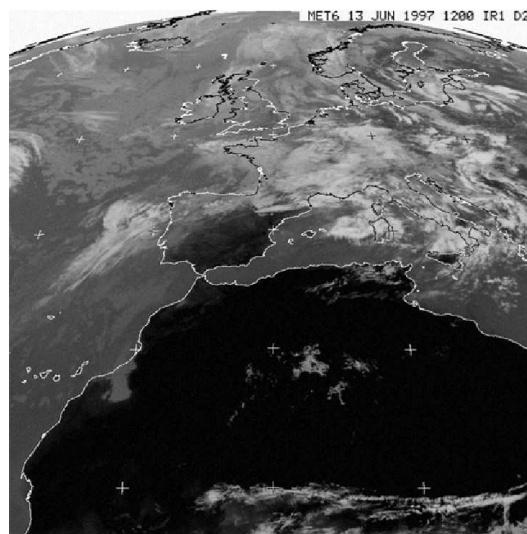


Figura 7.14: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 13 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.

La imagen IR de las 12:00 UTC, figura 7.14, es llamativa porque se aprecia buen calentamiento del terreno fuera de las zonas con nubosidad al norte del Sistema Central. Madrid quedaba próxima a la frontera de esta nubosidad pero en la parte soleada. Las imágenes de horas centrales del día (figuras 7.15 y 7.16), del satélite de órbita polar NOAA proporcionan mayor resolución. Se observan sistemas de ondas en toda la meseta norte y, contrastando visualmente las imágenes de VIS y la de IR, se aprecia alguna nubosidad al sur del Sistema Central en la comunidad de Madrid, probablemente de tipo cúmulo o estratocúmulo ya que se encuentra por debajo de las nubes del sistema de onda. Teniendo en cuenta la evolución de los sondeos aerológicos sobre Madrid, se aprecia que se produjo un corto intervalo de nubosidad escasa o nula en las horas de luz diurna en este día 13, coincidiendo con la presencia de una masa de aire de características netamente tropicales en niveles altos.

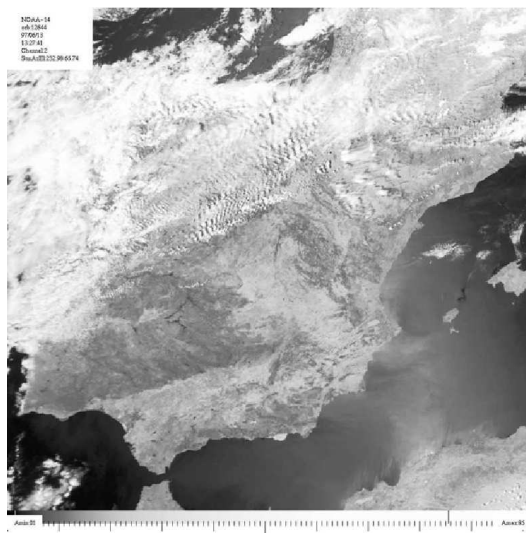


Figura 7.15: Imagen canal 2 (visible) del NOAA-14 a las 13:27 Z del 13 de junio de 1997. Fuente: NOAA.

Día 14. Las vaguadas atlánticas llegan de manera más nítida a la Península por lo que las imágenes de los satélites muestran el paso de otro sistema frontal de oeste a este que da nubosidad fundamentalmente de tipo alto, como se ve en las figuras 7.17 y 7.18. La

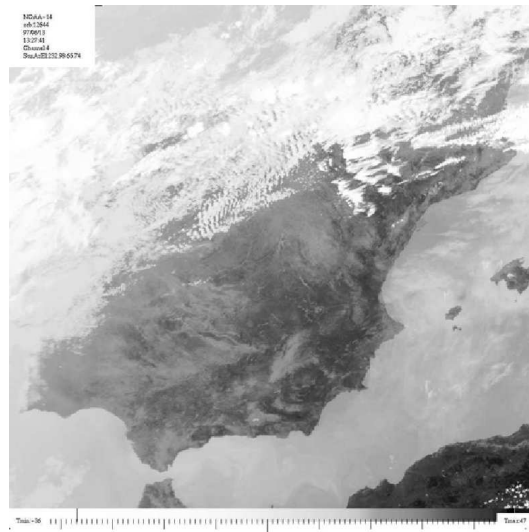


Figura 7.16: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 13:27 Z del 13 de junio de 1997.
Fuente. NOAA.

radiación en Madrid se reduce ligeramente por debajo de valores normales. Los valores de ozono se recuperan ligeramente respecto a los del día anterior, pero continúan siendo inferiores a sus valores normales para esa época del año (ver figura 7.19).

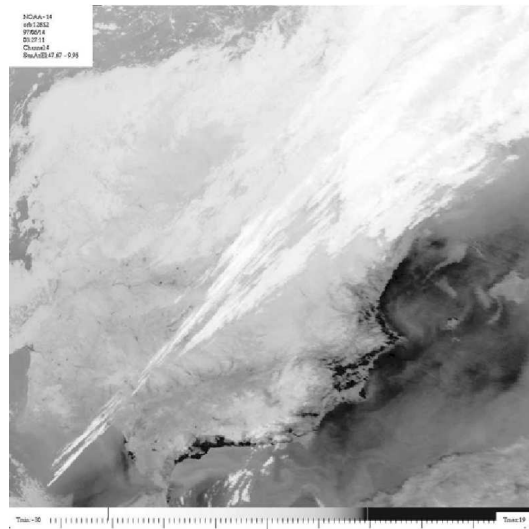


Figura 7.17: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 03:27 Z del 14 de junio de 1997.
Fuente: NOAA.

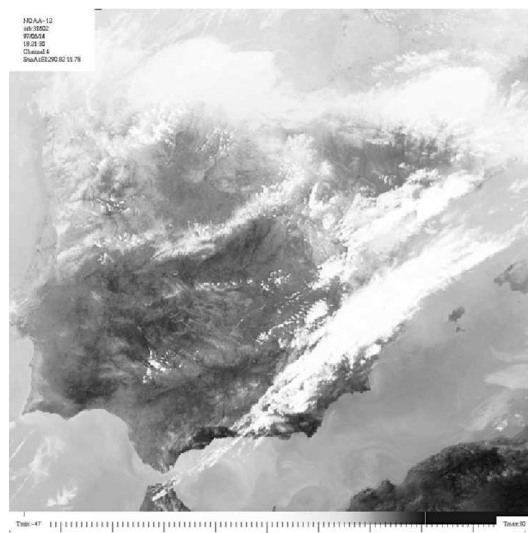


Figura 7.18: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 18:21 Z del 14 de junio de 1997.

Fuente: NOAA.

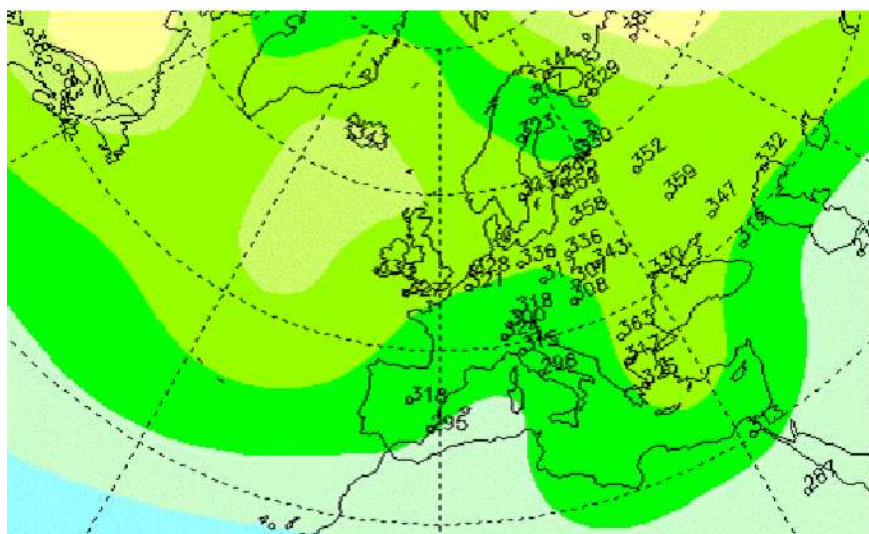


Figura 7.19: Mapa de total de ozono. Fecha: 14 de junio de 1997. Fuente: WOUDC.

Día 15 Continúa el paso abierto a la afluencia de sistemas atlánticos sobre la península porque el bloqueo está en el Mediterráneo. Los sistemas tienden a trasladarse en el eje suroeste-noreste. La imagen de Meteosat de las 12:00 UTC en la figura 7.20 muestra abundante convección en levante y en el sureste. Hay abundante nubosidad dispersa por toda la península pero Madrid queda en zona libre. La reducción en la insolación es escasa, y los niveles de radiación global y directa registrados son altos. El registro de ultravioleta es también elevado. El valor de la radiación difusa corresponde a poca difusión.

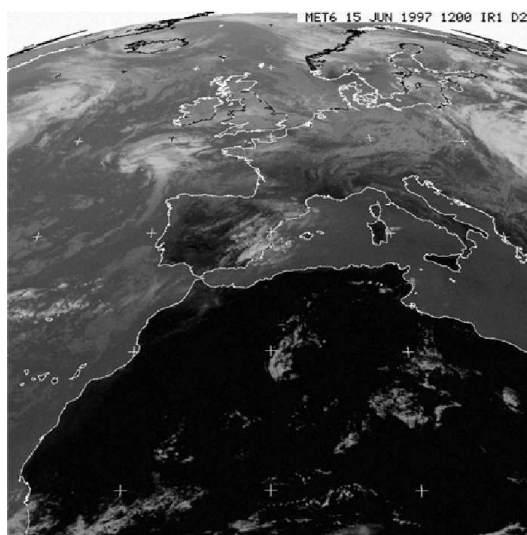


Figura 7.20: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 15 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.

Mayor detalle es visible en la imagen IR del NOAA-14 de las 13:05 UTC (figura 7.21), en la que se aprecia como Madrid queda en una zona relativamente despejada entre la nubosidad del Sistema Central y la de la Ibérica. En la figura 7.22 se aprecia como la zona con valores más altos de ozono descende de latitud en el Atlántico y se va ensanchando hacia la Península Ibérica .

Día 16. El frente del Mediterráneo se desactiva y aleja, y otro sistema asociado a nubosidad convectiva con características de masa fría se asienta en el noroeste. Madrid queda

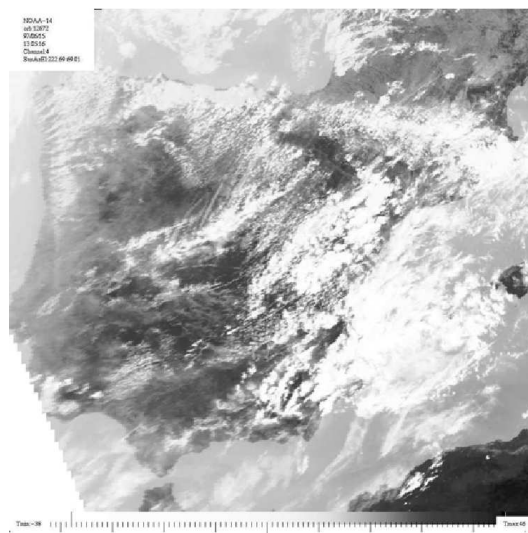


Figura 7.21: Imagen canal 4 (IR) del NOAA–14 a las 13:05 Z del 15 de junio de 1997.

Fuente: NOAA.

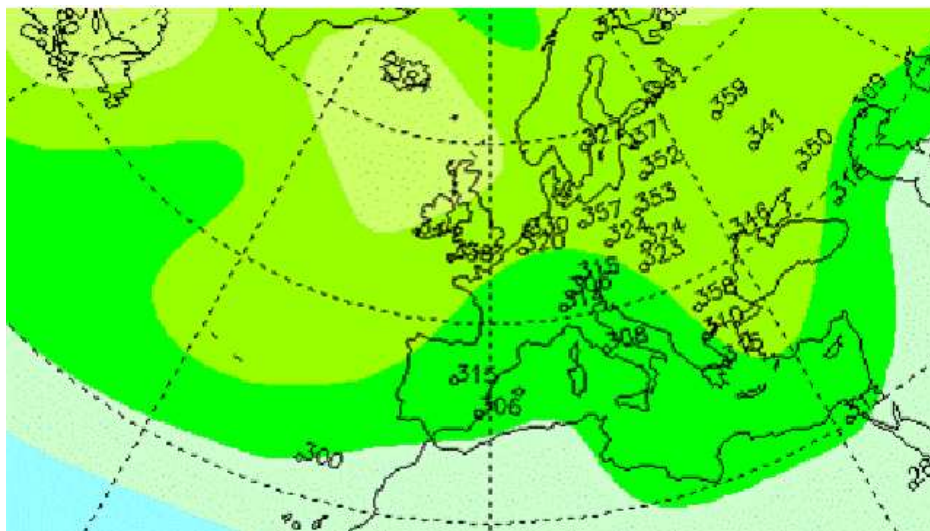


Figura 7.22: Mapa de total de ozono. Fecha: 15 de junio de 1997. Fuente: WOUDC.

en zona de nade con muy poca nubosidad, como se ve en la imagen de la figura 7.23. Los valores de radiación global, directa y difusa son similares a los del día anterior. Sin embargo, los valores de ozono, figura 7.24, han recuperado sus niveles normales para la época del año. La radiación ultravioleta registrada está en valores normales para la época.

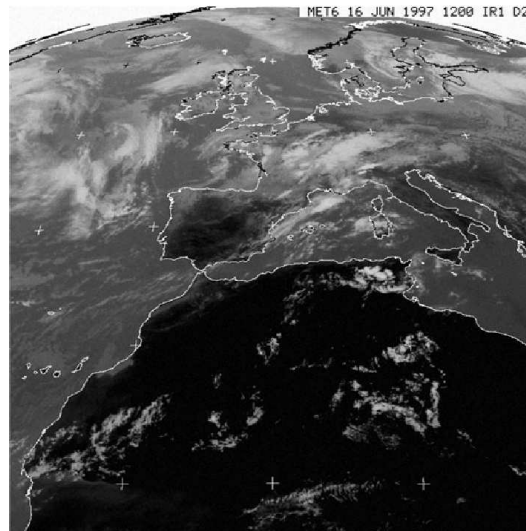
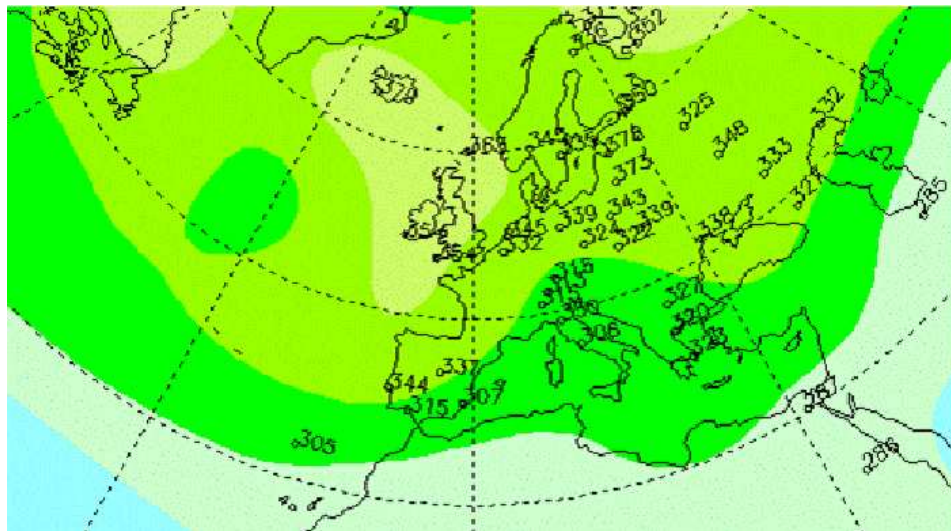


Figura 7.23: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 16 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.



Día 17. Día muy nuboso. La secuencia de imágenes del NOAA muestra en las figuras 7.25, 7.26, y 7.27 como la zona de convección presente el día anterior en el oeste, circula por la noche sobre la Península. Detrás aparece una banda marcada de nubosidad a todos los niveles que se encuentra a mediodía sobre Madrid. Esta banda se ondula y permanece sobre el centro de la Península gran parte del día. Se registran mínimos de radiación en todas las categorías excepto en difusa en que los valores son importantes. Los valores de ozono, en asociación con la entrada de una masa fría, se recuperan, como se puede ver en la figura 7.28.

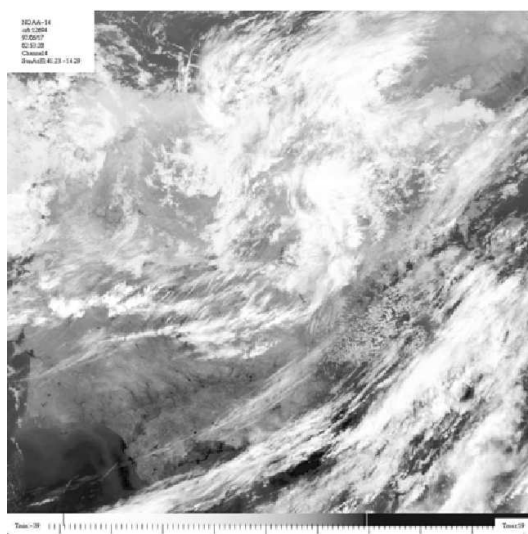


Figura 7.25: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 02:53 Z del 17 de junio de 1997. Fuente. NOAA.

Día 18. El sistema del día anterior presenta características de oclusión. La pareja de frentes llega al Mediterráneo en donde originan abundante nubosidad convectiva. La cabeza de la oclusión (nubes medias y bajas) está presente en el centro de la Península y sobre Madrid. El sistema en altura prosigue viaje por el Mediterráneo y la convección fuerte queda anclada en las comunidades de Murcia y Valencia. Se registran los valores más altos de radiación difusa. Los valores de ultravioleta, global y directa son moderadamente bajos, ya que el tiempo de insolación se redujo al 50 %. Los valores de ozono están en los niveles normales de esa época del año.

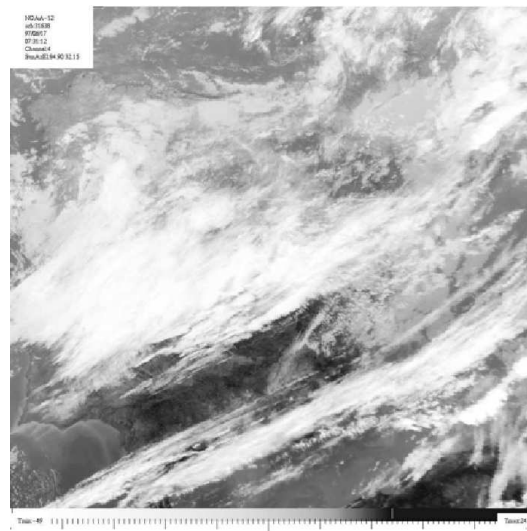


Figura 7.26: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-12 a las 07:31 Z del 17 de junio de 1997.
Fuente. NOAA.

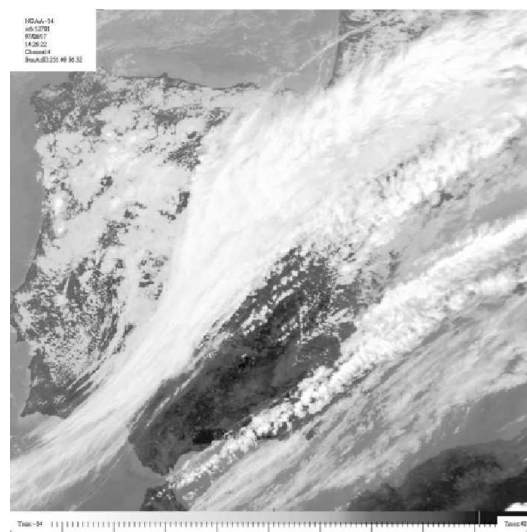


Figura 7.27: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 14:21 Z del 17 de junio de 1997.
Fuente. NOAA.

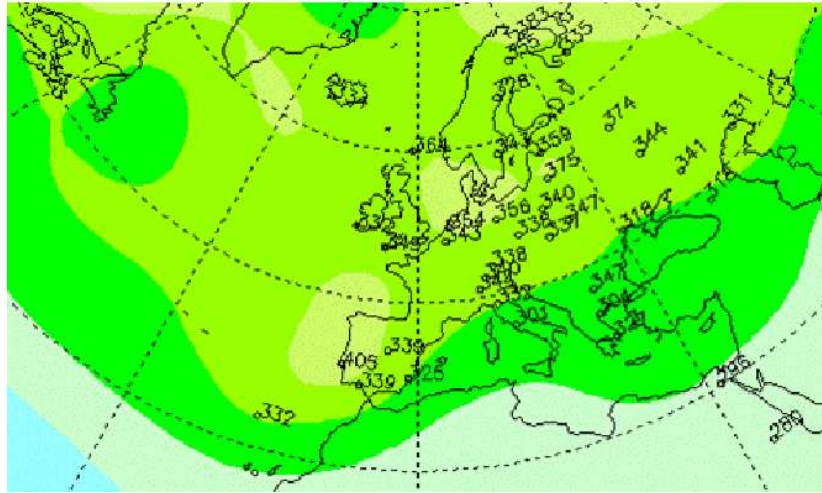


Figura 7.28: Mapa de total de ozono, 17 de junio de 1997. Fuente: WOUDC.

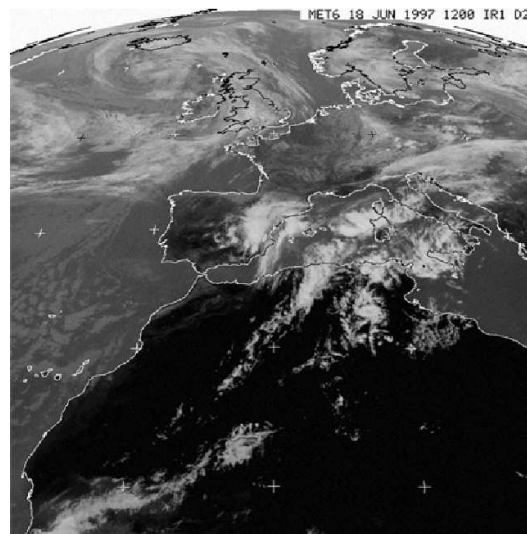


Figura 7.29: Imagen de Meteosat 6 en canal IR de las 12:00 UTC del día 18 de junio de 1997. Fuente: EUMETSAT.

Día 19. Situación de oeste-noroeste que propicia que los cielos en Madrid estén más despejados, aunque no totalmente. En la imagen NOAA de la figura 7.30 se aprecian sistemas de ondas de montaña o nubosidad orográfica en los sistemas montañosos de la mitad norte. Fue también un día nublado en Madrid, con valores de radiación similares al día anterior. Los valores de ozono fueron normales.

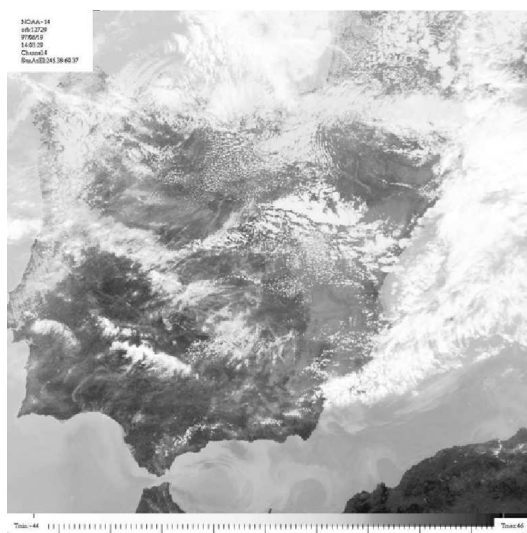


Figura 7.30: Imagen canal 4 (IR) del NOAA-14 a las 14:03 Z del 19 de junio de 1997. Fuente. NOAA.

7.3. Evolución diaria de las variables relacionadas

Los valores de UVB, ozono, radiación global, radiación directa, radiación difusa, duración de la insolación, y coeficiente C2 para los días julianos 160 a 169 se indican en la tabla 7.1. La duración teórica de la insolación es máxima en esa época del año, al coincidir con el solsticio de verano, por lo que sólo podemos esperar pequeñas variaciones a lo largo de esos días en dicha duración.

En la tabla 7.1 se puede apreciar que el día 164 presenta los valores mínimos de ozono y de radiación difusa. Los días 162, 166 y 167 poseen valores inferiores del coeficiente de nubosidad C2 que el día 164, pero los valores de radiación ultravioleta son significativamente inferiores. Como en esos días la intensidad de la radiación global fue incluso superior al valor del día 164, la explicación más probable para ese máximo de radiación ultravioleta es el valor mínimo registrado en el contenido total de ozono en columna: 291 Unidades Dobson, lejos del valor climatológico para esas fechas que es de 340 Unidades Dobson. Otro factor que habría ayudado a que se registrase ese máximo tuvo que ser la transparencia del aire, tal y como se deduce de los valores altos de radiación directa y los valores bajos de radiación difusa. Como punto de comparación, si nos fijamos en el día 167, se registraron valores inferiores de radiación ultravioleta con valores similares de radiación global, directa y difusa. La diferencia más notable es que en el día 167, los valores de ozono eran claramente superiores.

Se incluyen en la tabla 7.2 los valores normales para cada día construida en base al promediado de los valores de cada día y la aplicación de un filtro de media móvil de 10 días para suavizar.

Para ilustrar mejor la evolución, se incluyen dos figuras en las que se muestra, figura 7.31, la comparación de la evolución horaria de la radiación ultravioleta para cada uno de los días del estudio, y figura 7.32, que muestra la evolución del contenido total de ozono en columna sobre Madrid en dichas fechas.

En la figura 7.31, se representan los valores horarios de radiación ultravioleta medidos por el Brewer (en J/m^2) para los diez días de Junio de 1997 de este caso de estudio. El máximo histórico diario para el periodo 1996-2002 se registró el día juliano 164 que corresponde al día 13 de junio.

Dia jun97	Dia julian	YES	Brewer	Ozone	Rad. global	Rad. dir.	Rad. difusa	Insol.	C2
9	160	5171	4698	314	2655	2255	869	9,4	0,38
10	161	3732	3555	304	1892	1225	1215	5,4	0,64
11	162	6137	5753	309	3155	4114	398	13,6	0,1
12	163	4963	4769	310	2524	1967	1122	9	0,4
13	164	6677	6413	291	3079	3924	337	13,1	0,13
14	165	4761	4600	319	2527	2959	678	11,2	0,26
15	166	6018	5490	316	3144	4217	395	14	0,07
16	167	5490	5037	338	3177	4185	399	14,1	0,07
17	168	1701	1618	344	1008	349	912	2	0,87
18	169	4025	3716	377	2453	1780	1049	7,8	0,48
19	170	4398	4240	336	2428	1963	1032	9,9	0,35

Tabla 7.1: Valores de radiación ultravioleta, global, directa, difusa, de insolación medida mediante pirheliómetro y valor del coeficiente C2 para los días objeto de estudio entre el 9 y el 19 de junio de 1997.

Dia de junio	Dia juliano	YES	Brewer	Ozono	Rad. global	Rad. directa	Rad. difusa
9	160	4757,9	4610,8	342,6	2647,1	2841,8	685,7
10	161	4888,4	4751,6	343,2	2718,2	2962,3	678,9
11	162	4959,6	4806,3	342,5	2765,9	3030,0	675,7
12	163	4920,3	4759,1	341,6	2758,2	3029,5	667,0
13	164	4915,4	4744,8	341,1	2767,4	3047,5	662,9
14	165	4945,9	4780,1	340,2	2783,0	3083,0	656,2
15	166	5028,1	4848,2	339,7	2820,3	3155,9	636,3
16	167	5062,4	4869,9	339,3	2821,3	3145,9	636,1
17	168	5106,1	4903,2	339,5	2841,8	3224,4	604,1
18	169	5114,7	4899,4	339,6	2854,5	3251,6	600,5
19	170	5095,4	4877,8	339,3	2843,9	3202,3	615,7

Tabla 7.2: Valores promedios periodo 1996 a 2002 aplicando filtro de media móvil de 10 días. En el caso del ozono, los valores corresponden al periodo 1979-1993 obtenidos de la serie del Nimbus-7.

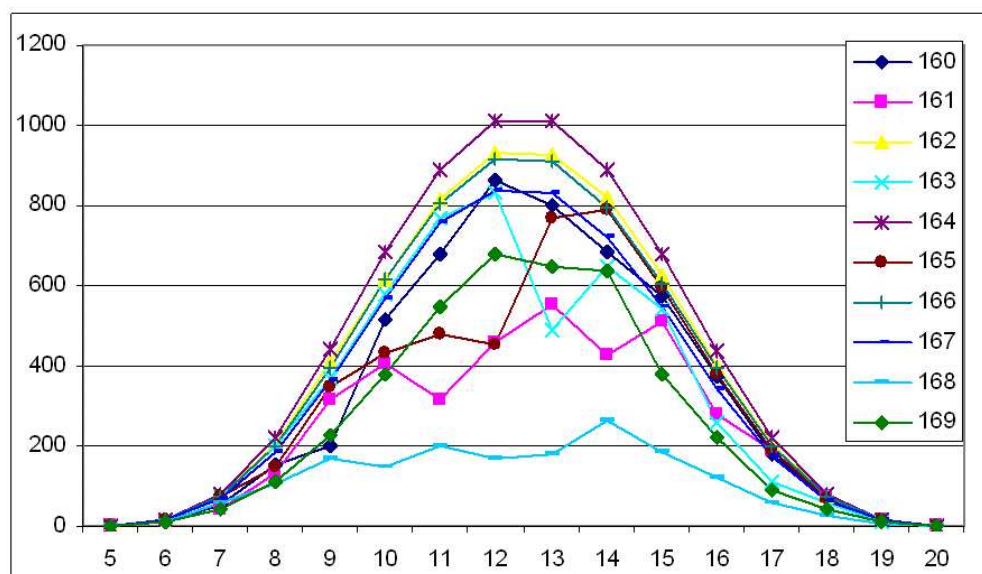


Figura 7.31: Evolución del valor total de ozono en columna para el periodo del 9 al 19 de junio. El valor mínimo de ozono se produce el día 13 (día juliano 164). Los valores estacionales promedio para esas fechas están alrededor de las 340 Unidades Dobson.

En la figura 7.32 se comprueba que entre los días 9 y 15 de junio se registraron valores anómalos del contenido total de ozono sobre Madrid, llegando el día 13 a registrarse hasta 50 UD menos de lo normal esperado en estas fechas. A partir del día 16 los valores son normales, o por encima de lo normal.

7.4. Conclusiones

Del estudio de las condiciones sinópticas se deduce que los máximos de radiación ultravioleta no se producen bajo situaciones de anticiclón claras. La presencia de cuñas de altas presiones en superficie y en 500 hPa sobre el Mediterráneo occidental, y circulación activa en la fachada atlántica de la Península con flujos de suroeste, fueron las condiciones en que se produjo este máximo de radiación ultravioleta.

El marco general parece ser la presencia de masas de aire subtropicales, ya que en

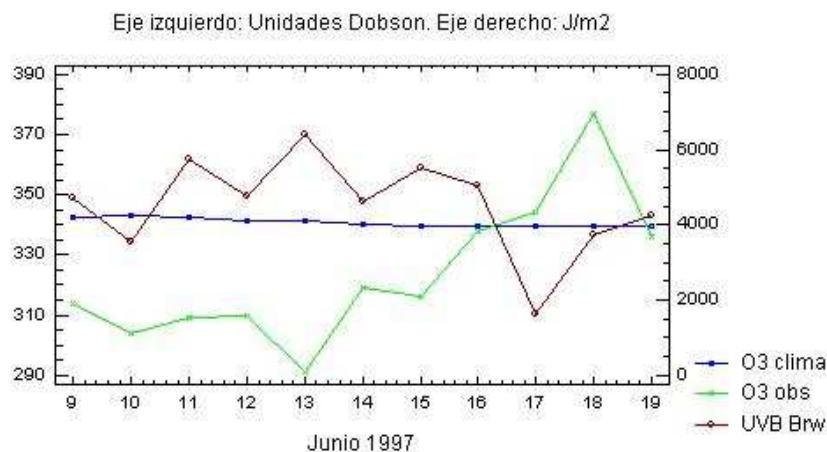


Figura 7.32: Evolución comparativa entre los días 9 y 19 de junio de 1997. En azul, el total de ozono climatológico expresado como promedio de los valores diarios entre 1993 y 2002. En verde, los valores de total de ozono observados, y, en marrón, el valor de irradiancia total eritemática UVB medida mediante Brewer.

cuanto cambian a masas de procedencia fría, los valores de ozono aumentan.

La situación particular del día 13 de junio, muestra en los sondeos aerológicos la presencia en niveles altos de una masa de aire de características tropicales con tropopausa cercana a los 14 kilómetros de altura (próxima al nivel de 150 hPa). Este hecho solo se produjo el día 13 durante el periodo de estudio considerado.

Los valores de ozono registrados en el día 13 de junio de 1997 no fueron extraordinariamente bajos, lejos de las 220 Unidades Dobson que define el umbral de *agujero de ozono*, pero sí fueron bajos para la época del año, en particular un $-14,7\%$ inferiores a su valor normal.

En el periodo de 10 días considerado hubo otros días con características similares y con valores de radiación global, directa y difusa similares. Sin embargo, ninguno registró va-

lores tan altos de radiación.

Parece atribuible la ocurrencia del máximo de radiación ultravioleta B el 13 de junio de 1997 a la importante disminución del total de ozono en columna registrado ese día. Una de las causas de dicha disminución es la presencia en niveles altos sobre Madrid de una masa de aire de características tropicales.

Capítulo 8

Conclusiones

- Los datos aportados suponen una primera aproximación a la climatología de la radiación solar y ultravioleta B en Madrid.

La primera quincena de mayo es notablemente nubosa, en cambio, desde mediados de junio hasta mitad de septiembre la insolación es buena. Estas consecuencias han permitido realizar ciertos ensayos para representar el efecto del ozono y explicar ciertas características de la evolución anual de la radiación ultravioleta B. Los máximos se producen en la segunda quincena de junio y primera quincena de julio.

- Del examen de las curvas de evolución anual de radiación UVB con el ozono y la nubosidad es posible obtener información sobre el comportamiento estacional de la radiación en función de ambos factores.

El mínimo relativo de radiación UVB de principios de mayo se explica por el aumento de nubosidad y por la ocurrencia del máximo anual de valores de total de ozono.

- La evolución anual de la radiación presenta el mismo comportamiento en relación con el aumento de nubosidad en todas las categorías: global, difusa, directa y ultra-

violeta en la primera quincena de mayo.

- En la segunda quincena de febrero se produce un máximo relativo de radiación asociado principalmente con bajos niveles de nubosidad.
- Los niveles de radiación ultravioleta B para Madrid son importantes desde la segunda quincena de mayo hasta la primera quincena de agosto, ambas inclusive. Asimismo la insolación es buena desde mediados de junio hasta la segunda mitad de septiembre.
- Los registros de irradiancia total eritemática integrada diaria obtenidos mediante diferentes instrumentos Brewer y YES son similares en promedio, aunque el segundo muestra valores superiores en unos $100 J/m^2$ en promedio anual, si bien se aprecia comportamiento estacional en las diferencias de los valores medidos entre ambos instrumentos.
- Se puede utilizar un modelo estadístico para reconstruir datos de Brewer para un periodo de tiempo en el que no se dispongan, a partir de los datos del YES.
- El análisis del espectro de frecuencias de los valores diarios integrados de la radiación UVB sobre Madrid no muestra otra periodicidad clara más que la anual. El factor principal que rige la evolución de la radiación UVB sobre Madrid es el ciclo anual solar. Los meses de julio, agosto y septiembre se caracterizan por la estabilidad en los niveles de radiación con su principal modulación debida al ciclo anual solar ya que las variaciones debidas a nubosidad y ozono son pequeñas.

- Para medir el efecto del ozono en la radiación ultravioleta es necesario seleccionar días despejados y con valores de ángulo solar cenital similares. La técnica de selección previa, seleccionando los días de mayor duración del año y eligiendo aquellos con coeficiente de nubosidad C2 inferior a 0,1, y el uso de la herramienta de análisis de clusters sobre un conjunto de magnitudes amplio han dado resultados correctos. Estos resultados han consistido en la separación de los casos seleccionados en dos poblaciones con características ópticas diferentes.

- Una de las clases, categorizada como cielos limpios y caracterizada por valores bajos de radiación solar difusa y elevados de radiación solar directa, ha permitido hallar un Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) debido al efecto del ozono de 1,07, valor que es similar al hallado en otros estudios citados.

- La otra clase, etiquetada como cielos turbios, se caracteriza por valores elevados de radiación solar difusa y por valores comparativamente inferiores a la clase anterior en radiación solar directa. El Factor de Amplificación de la Radiación (RAF) debido al efecto del ozono obtenido en este caso es de 0,62, inferior al anterior porque en este caso se superpone el efecto de atenuación de la radiación debido a los aerosoles tal y como se describe en estudios citados.

- La presencia de aerosoles y nubes de poco espesor tipo cirros puede modular el efecto del ozono, amortiguando el efecto de las variaciones de ozono en las variaciones de radiación UV. El hecho de obtener un valor del RAF inferior en el caso de cielos turbios puede llevarnos a establecer que la presencia de aerosoles y nubes de poco espesor puede modular el efecto del ozono, al mostrar el ajuste lineal una pendiente menos intensa y por tanto amortiguando el efecto de las variaciones de ozono las variaciones de radiación ultravioleta.

- La correlación en el ajuste lineal entre radiación UVB y ozono es débil (0,14). Sin embargo, la correlación en el ajuste lineal entre UVB y coeficiente de nubosidad sí es significativa y de signo negativo.
- Los ensayos con modelos ARIMA muestran que éstos deben combinarse con otras magnitudes con buena correlación con la radiación UVB para mejorar sus resultados.

El modelo que mejor resultados obtiene para la serie de Madrid es un ARIMA (2,0,0) con tres regresores: el logaritmo neperiano de la radiación solar global, el logaritmo neperiano del total de ozono en columna y el coeficiente de nubosidad C2 obtenido mediante el pirheliómetro.

- Existe un comportamiento espacial diferenciado de la radiación en la Península Ibérica. Los observatorios del interior (Madrid y Zaragoza) reciben mayor cantidad de UVB en los periodos del año en los que la radiación es máxima. El observatorio de Murcia recibe más radiación en cambio el resto del año. Los observatorios costeros del norte de la Península reciben una cantidad de radiación UVB sensiblemente inferior, aunque en el caso de la zona mediterránea durante los meses no estivales, la radiación es superior a la zona atlántica.
- Del estudio de las condiciones sinópticas se deduce que los máximos de radiación UVB no se producen bajo situaciones de anticiclón claras. La presencia de cuñas de altas presiones en superficie y en 500 hPa sobre el Mediterráneo occidental y circulación activa en la fachada atlántica de la Península con flujos de suroeste fueron las condiciones en que se produjo el máximo de radiación ultravioleta del periodo

estudiado. El marco general parece ser la presencia de masas de aire subtropicales, ya que en cuanto cambian a masas de procedencia fría los valores de ozono aumentan.

- Los valores de ozono registrados el día 13 de junio de 1997 no fueron extraordinariamente bajos, lejos de los 220 UD que define el umbral de *agujero de ozono*, pero sí fueron bajos para la época del año, en particular un $-14,7\%$ inferiores a su valor normal.
- La situación particular del día 13 de junio, muestra en los sondeos aerológicos la presencia en niveles altos de una masa de aire de características tropicales con tropopausa cercana a los 14 kilómetros de altura (próxima al nivel de 150 hPa). Este hecho solo se produjo el día 13 durante el periodo de estudio considerado.
- En el periodo de 10 días considerado hubo otros días con características similares y con valores de radiación global, directa y difusa similares. Sin embargo, ninguno registró valores tan altos de radiación UVB.
- Parece atribuible la ocurrencia del máximo de radiación ultravioleta B el 13 de junio de 1997 a la importante disminución del total de ozono en columna registrado ese día. Una de las causas de dicha disminución es la presencia en niveles altos sobre Madrid de una masa de aire de características tropicales.
- Se constata que debe conocerse mejor en qué marco de situaciones sinópticas, evolución a gran escala del total de ozono en la región, y en la presencia de qué tipo de nubosidad se producen los máximos de radiación ultravioleta B sobre la Península

Ibérica.

Bibliografía

Acosta, R. y W. F. J. Evans, 2000. Design of the Mexico City UV monitoring network: UV-B measurements at ground level in the urban environment, *J. Geophys. Res.* **105**, 5017-5026.

Alados-Arboledas, L., I. Alados, I. Foyo-Moreno, F.J. Olmo y A. Alcántara. 2003. The influence of clouds on surface UV erythemal irradiance. *Atmospheric Research* **66**, 273-290.

Amstrong, B.K. 1994. Stratospheric ozone and health. *International Journal of Epidemiology*, **23**, 873-885.

Antón, M., A. Serrano, M.L. Cancillo y J.A. García. 2004. Relación transmisividad UV-Ozono durante días despejados en Badajoz (España). Comunicación Oral. XXVIII Jornadas científicas de la Asociación Meteorológica Española.

Bais, A.F., C.S. Zerefos, C. Meleti, I.C. Ziomas y K. Tourpali 1993. Spectral measurements of solar UVB radiation and its relations to total ozone, SO₂, and clouds. *Journal of Geophysics Research*, **98**, 5199-5204.

Bais, A.F. 1997. Absolute spectral measurements of the direct solar ultraviolet irradiance using a Brewer spectrophotometer. *Applied Optics*, **36**, 5199-5204.

Bais, A.F., S. Kazadzis, D. Balis, C.S. Zerefos, y M. Blumthaler. 1998. Correcting global solar ultraviolet spectra recorded by a Brewer spectroradiometer for its angular response error. *Applied Optics*, **37**(27), 6339-6344.

Bernhard, G., C.R. Booth y J.C. Ehemjian. 2004. Version 2 data of the National Science Foundation's Ultraviolet Radiation Monitoring Network: South Pole. *Journal of Geophysical Research Atmos.*, **109**, 21207.

Box, G.E.P., G.M. Jenkins y C. Reinsel. 1994. Time Series Analysis, Forecasting and Control. *Prentice Hall*, 456 pp.

Calbó, J., D. Pagès y J.A. González. 2005. Empirical studies of cloud effects on UV radiation: A review. *Rev. Geophysics*, **43**. RG2002, doi: 10.1029/2004RG000155

Camacho, J.L., I. Gómez, A. Labajo y A. Fernández. 2004. Análisis del total de ozono en columna sobre la Península Ibérica en el periodo 1978-2002. Nota Técnica nº 2. Área de Proyectos de la Subdirección General de Climatología y Aplicaciones. INM.

Camacho, J.L., E. Hernández, E. Gutiérrez-Marco y A. Labajo. 2005. Analysis of UVB Values in Iberian Peninsula. EGU General Assembly, 24-29 April 2005. Vienna.

Camacho, J.L., E. Hernández, E. Gutiérrez-Marco y A. Labajo. 2005. Análisis de la radiación ultravioleta sobre Madrid. XXX Reunión Bienal de Física. Ourense.

Septiembre 2005.

Carreño, V, A. Redondas y E. Cuevas. 2002. Índice UV para la población España. Instituto Nacional de Meteorología.

Castanedo-Cázares, J.P, V. Lepe, A. Gordillo-Moscoso y B. Moncada. 2003. Dosis de radiación ultravioleta en escolares mexicanos. *Salud Pública México*, **45**(6). Cuernavaca.

CIE. 1987. Technical report 17.4. Commission International de l'Eclaire.

Chapman, S. 1930. On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Philos. Mag.*, **10**, 369-383.

Chubachi, S. 1985. Special ozone observations at Syowa Station, Antarctica, from February 1982 to January 1983. *Atmospheric Ozone* C.S. Zerefos and A.Ghazi, Eds. Reidel Publishing, 285-289.

Chubarova, N., y I. Nezval. 2000. Thirty year variability of UV irradiance in Moscow. *Journal of Geophysical Research*. **105** (D4), 12529-12539.

Chubarova, N.E. 2002. "Monitoring of Biologically Active UV Radiation in the Moscow Region". *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **38**(3). 312-322. Translated from *Izvestiya AN. Fizika Atmosfery i Okeana*, **38**(3), 354-365.

Chubarova, N.E, I. Nezval, J. Verdebout, N. Krotkov, y J. Herman. 2005. Long-term UV irradiance changes over Moscow and comparisons with UV estimates from TOMS and METEOSAT. *Ultraviolet Ground-and Space-based Measurements, Models, and Effects V*, ed. G. Bernhard, J. R. Slusser, J. R. Herman and W. Gao, SPIE, San Diego, USA, **5886**, 63-73.

Cornu,A. 1879. Observation de la limite ultraviolette du spectre solaire a diverses altitudes. *C. R. Hebdomadaire Seances Acad. Sci.*, **89**(808).

Christenson, L.J., T.A. Borrowman, C.M. Vachon, M.M. Tollefson, C.C. Otley, A.L. Weaver y R.K. Roenigk. 2005. Incidence of basal cell and squamous cell carcinomas in a population younger than 40 years. *Journal American Medical Associated*, **294**, 681-690.

Crutzen, P.J. 1970. The influence of nitrogen oxide on the atmospheric ozone content. *Quarterly Journal R. Meteorol. Soc.*, **96**, 320-327.

Crutzen, P.J., 1971. Ozone production rates in an oxygen-hydrogennitrogen oxide atmosphere. *Journal Geophysical Research*, **76**, 7311-7327.

Crutzen, P.J. 1974. Estimates of possible future ozone reductions from continued use of fluoro-chloro-methanes (CF₂Cl₂, CFCl₃), *Geophysics Research Letter*, **1**, **1**, 205-208.

De Backer, H., A. Cheymol, R. Lemoine, y A. Delcloo. 2004. Spectral UV Observations at the Royal Meteorological Institute in Uccle (Belgium). Proceedings XX

Quadrennial Ozone Symposium. Kos(Greece) June 2004.

Degünther, M., R. Meerkötter, A. Albold y G. Seckmeyer. 1998. Case study on the influence of inhomogeneous surface albedo on UV irradiance. *Geophysics Research Letters*, **25**, 3587-3590.

De Vries, E., M. Louwman, M. Bastiaens, F. de Gruijl y J. Coebergh. 2004. Rapid and continuous increases in incidence rates of basal cell carcinoma in the southeast Netherlands since 1973. *Journal Invest. Dermatol.*, **123**, 634-638.

De Vries, E., L.V van de Poll-Franse, W.J. Louwman, F. de Gruijl y J.W.W. Coebergh. 2005. "Prediction of skin cancer incidence in cancer incidence in the Netherlands up to 2015". *Br. J. Dermatol.*, **152**, 481-488.

Diffey, B.L. 1991. Solar ultraviolet radiation effects on biological systems. *Physics in Medicine and Biology*. **36**(3), 299-328.

Diffey, B.L. 2004 (a). Climate change, ozone depletion and the impact on ultraviolet exposure of human skin. *Phys. Med. Biol.* **49** R1-R11 doi:10.1088/0031-9155/49/1/R01.

Diffey, B.L. 2004 (b).The future incidence of cutaneous melanoma within the UK. *Br. J. Dermatol.*, **151**, 868-872.

Farman, J. C., B. G. Gardiner, and J. D. Shanklin. 1985. Large losses of total ozone in Antarctica reveal seasonal ClOx/NOx interaction, *Nature*. **315**, 207-210.

Fioletov, V., G. Bodeker, A. Miller, R. McPeters, and R. Stolarski. 2002. Global and zonal total ozone variations estimated from ground-based and satellite measurements: 1964-2000. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4647.

García, R., J.M. Cisneros, E. Hernández, J. Manzano, J. Díaz. 2000. Daily UVB time modeling in Madrid. *J. Appl. Met.*, **39**, 117-123.

Gil, M., C. Parrondo, M. Navarro, E. Cuevas, A. Redondas, J. Camacho, A. Labajo, D.S. Balis, C.S. Zerefos. 2004. Extreme Low Ozone events during the 2003/2004 winter' *Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium*. Kos(Greece).

Gleason, J., P.K. Barthia, J.R. Herman, R. McPeters, P. Newman, R.S. Stolarski, L. Flynn, G. Labow, D. Larko, C. Seftor, C. Wellemeyer, W.D. Komhyr, A.J. Miller. 1993. W. Planet, Record low global ozone in 1992. *Science* **260**, 523-526.

Gómez, I., A. Labajo y J. Camacho. 2004. Análisis of stratospheric ozone over Iberian Península. EGU Assembly. Viena.

Gutierrez-Marco, E., E. Hernandez, J.L. Camacho, y A. Labajo. 2007. Análisis of UVB Values on the Centre of the Iberian Peninsula. *Atmospheric Research* **84**, 345-352.

Herman, J.R., P.K. Bhartia, J. Ziemke, Z. Ahmad y D. Larko. 1996 . UV-B increases 1979-1992 from decreases in total ozone. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 2117-2120.

Hartley, W. N. 1880. On the probable absorption of solar radiation by atmospheric ozone. *Chem. News*, **42**, 268.

Kerr, J.B. y R.A. Olafson. 1981. Measurements of ozone with the Brewer ozone spectrophotometer. *Proc. Quadrenn. Int. Ozone Symp*, 74-79.

Kylling, A. 1995. UVSPEC, a program for calculation of diffuse and direct UV and visible fluxes and intensities at any altitude. Available by anonymous ftp to *kaja.gi.alaska.edu*, cd pub/arve.

INM. 2004. The first Iberian UV-Visible instruments intercomparison. Final report. Edited by INM. Ministry of Environment.

IPCC/TEAP. 2006. *Special Report: Safeguarding the Ozone Layer and the Global Climate System*.

Johnston, H. S.. 1971. Reduction of stratospheric ozone by nitrogen oxide catalysts from supersonic transport exhaust. *Science*, **173**, 517-522.

Johnston, H. S., and J. Podolske. 1978. Interpretation of stratospheric photochemistry. *Rev. Geophys.*, **16**, 491-519.

Lindfors, A. and L. Vuilleumier. 2005. Erythemal UV at Davos (Switzerland), 1926-2003, estimated using total ozone, sunshine duration, and snow depth. *J. Geophys. Res.*, **110**, D02104.

Liu, S., S.A. McKeen, S. Madronich. 1991. Effect of anthropogenic aerosols on biologically active ultraviolet radiation. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 2265-2268.

Lorente, J., X. De Cabo, E. Campnay, J.A. González, J. Calbó, J. Badosa, L. Alados-Arboledas, A. Martínez-Lozano, V. Cachorro, A. Labajo, B. De La Morena, A.M. Díaz, M. Pujadas, H. Horvath, A.M. Silva. 2004. Altitude effect on UV Index deduced from the veleta-2002 experimental campaign. International Radiation Symposium (IRS).

Ludwig, F.L. and Walter F. Dabberdt. 1976. Comparison of two practical atmospheric stability classifications schemes in an urban application. *Jour. Appl. Meteor.* **15**, 1172-1176.

Madronich, S. 1993. UV radiation in the natural and perturbed atmosphere, in M. Tevini (Ed.), *Environmental Effects of UV (Ultraviolet) Radiation*, Lewis, Boca Raton, FL, 17-6.

Madronich, S., R.L. McKenzie, L.O. Björn, M.M. Caldwell. 1998. Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface. *Journal of Photochemistry and Photobiology: Biology*, **46**, 5-19.

Martínez-Lozano, J.M., M.J. Marín, F. Tena, M.P. Utrillas, L. Sánchez-Muniosguren, C. González-Frías, E. Cuevas, A.J. Redondas, , X. de Cabo, V. Cachorro, R. Vergaz, A. de Frutos, J.P. Díaz, F.J. Expósito, B. de la Morena, J.M. Vilaplana. 2002. UV Index Experimental Values During the Years 2000 and 2001 from the Spanish Broadband UV-B Radiometric Network. *BioOne.Online*

Journal. Photochemistry and Photobiology, **76**, Issue2, 181-187.

Makrikiadis, S., S.C. Wheelwright y V.C. Mcgee. 1983. Forecasting: Methods and Applications. 2nd Ed, Wiley and Sons, 453.

Mayer, B. y A. Kylling. 2005. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations description and examples of use. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **5**, 1319-1381.

McDermid, I. 2005. Cancer incidence projections Australia 2002 to 2011. Australian Institute of Health and Welfare, Australasian Association of Cancer Registries and the National Cancer Strategies Group, Report No. 30, Canberra, Australia, August 2005.

McElroy, M.B., R.J. Salawitch, S.C. Wofsy y J.A. Logan. 1986. Reductions of Antarctic ozone due to synergistic interactions of chlorine and bromine. *Nature*, **321**, 759-762.

McKenzie, R.L., K.J. Paulin, G.E. Bodeker, J.B. Liley and A.P. Sturman. 1998. Cloud cover measured by satellite and from the ground: relationship to UV radiation at the surface. *Int. J. Remote Sens.*, **19**, 2969-2985.

McKenzie, R.L., K.J. Paulin y S. Madronich. 1998. Effects of snow cover on UV irradiance and surface albedo: A case study. *J. Geophys. Res.*, **103**, 28785-28792

McKenzie, R.L., L.O. Björn, A. Bais y M. Ilyas. 2003. Changes in biologically active ultraviolet radiation reaching the Earth's surface Photochem. *Photobiol.*

Sci., **2**, 5-15.

McKenzie, R.L., G.E. Bodeker, P.V. Johnston y M. Kotkamp. 2004. Long term changes in summertime UV radiation in New Zealand in response to ozone change. Proceedings of the XX Quadrennial Ozone Symposium, ed. C. S. Zerefos, International Ozone Commission, Kos, Greece, 2004, **1**, 257-258.

McKinley, A.F. y B.L. Diffey. 1987. A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. *CIE J.*, **6**, 17-22.

McKinlay, A.F. y B.L. Diffey. 1987. A reference action spectrum for ultraviolet induced erythema in human skin. In Human Exposure to Ultraviolet Radiation: Risks and Regulations. Passchler and Bosnjakovic Eds. Elsevier. Amsterdam, 83-87.

McPeters, R. D., y G.J. Labow. 1996. An assessment of the accuracy of 14.5 years of Nimbus 7 TOMS version 7 ozone data by comparison with the Dobson network. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 3695-3698, 1996a.

McPeters, R.D., P.K. Bhartia, A.J. Krueger, J.R. Herman, B.M. Schlesinger, C.G. Wellemeyer, C.J. Seftor, G. Jaross, S.L. Taylor, T. Swissler, O. Torres, G. Labow, W. Byerly, y R.P. Cebula. 1996. Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS). Data Products User's Guide. NASA. 1996b.

Meltzer, R.S., A. Wilson, B. Kohn y J.E. Rives. 2000. Temperature dependence of the spectral response for the MKIV Brewers in the UGA/USEPA network. 6th Brewer Workshop, Tokyo, Japan, 10 – 12th July 2000.

Mims III. 1997. *F.M. Biological effects of diminished UV and visible sunlight caused by severe air pollution*, in: W.L. Smith, K. Stamnes (Eds.), IRS '96: *Current Problems in Atmospheric Radiation, Proc. Int. Radiation Symp.*. Fairbanks, AK, 19-24 August, 1996, Deepak Publishing, Hampton, VA, 905-908.

Molina, M. J., y F.S. Rowland. 1974. Stratospheric sink for chlorofluoromethanes: Chlorine atom catalyzed destruction of ozone. *Nature*, **249**, 820-812.

Rozanov, A., V. Rozanov, M. Buchwitz, A. Kokhanovsky, J.P. Burrows. 2005. SCIATRAN 2.0 - A new radiative transfer model for geophysical applications in the 175-2400 nm spectral region. *Advances in Space Research*, **36**, 1015-1019

Rundel, R. 1986. Computation of Spectral Distribution and Intensity of Solar UV-B Radiation in "Stratospheric Ozone Reduction, Solar Ultraviolet Radiation and Plant Life", ed. R.C. Worrest, M.M. Caldwell, *Springer-Verlag*, Berlin.

Sabburg, J. y R.S. Meltzer, 2000. Cosine corrections for ultraviolet radiation data from the USEPA/UGA Brewer Network. *Sixth WMO/GAW Brewer Users Group Meeting*, Japan Meteorological Agency (JMA), Tokyo, JAPAN, July 10-12.

Sabburg, J., R.S. Meltzer y J.E. Rives. 2000. Corrected Ozone and erythema ultraviolet radiation data from the USEPA/NUVMC Brewer Network. *Quadrennial Ozone Symposium*, Hokkaido University, Sapporo 2000, 3-8 July, Japan, 759-760.

SCI-TEC 1999. Brewer MKIV Spectrophotometer Operators Manual. OM-BA-C231 REV B, August 15, SCI-TEC Instruments Inc.

Seckmeyer, G. y R.L. McKenzie. 1992. Elevated ultraviolet radiation in New Zealand (458S) contrasted with Germany (488N). *Nature*, **359**, 135-137.

Seckmeyer, G., A. Albold, y B. Mayer. Methods to derive geographical differences of UV irradiances. *Solar Ultraviolet Radiation*. 1997. C.S. Zerefos, A.F. Bais Eds. NATO ASI Series, Vol I, **52**.

Seckmeyer, G., Thiel, S., Blumthaler, M., Fabian, P., Gerber, S., Guggelminger, A., Hader, D.P., Huber, M., Kettner, C., Kohler, U., Kopke, P., Maier, H., Schafer, J., Suppan, P., Tamm, E. y E. Thomalla. 1994. Intercomparison of spectral UV radiation measurement systems. *Applied Optics*, 33 (33), 7805 -7812.

Seckmeyer et al. 2001. Instruments to measure solar ultraviolet radiation: Part 1 Spectral instruments. WMO/GAW Report No. 125 pag 30, World Meteorological Organization, Geneva.

Solomon, S. 1999. Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* **37**, 3, 275-316.

Staehelin, J., A. Renaud, J. Bader, R. McPeters, P. Viatte, B. Hoegger, V. Bugnion, M. Giroud, y H. Schill. 1998. Total ozone series at Arosa (Switzerland): Homogenization and data comparison. *J. Geophys. Res.*, **103**, 5827-5841, 1998a.

Staehelin, J., R. Kegel, y N.R.P. Harris. 1998. Trend analysis of the homogenized total ozone series of Arosa (Switzerland), 1926-1996. *J. Geophys. Res.*, **103**, 8389-8399, 1998b

Stolarski, R. S., y R.J. Cicerone. 1974. Stratospheric chlorine: A possible sink for ozone. *Can. J. Chem.*, **52**, 1610-1615.

Turner, D.B. 1964. A diffusion model for an urban area. *J.Appl.Meteo.*,**3**,82-91.

Udelhofen, P.M., P. Gies, C. Roy, y W.J. Randel. 1999. Surface UV radiation over Australia, 1979-1992: Effects of ozone and cloud cover changes on variations of UV radiation. *J. Geophys. Res.*, **104(D16)**, 19135-19159.

UNEP/WMO. 2000. Scientific Assesment of Ozone Depletion: 2000.

UNEP. 2005. Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: Progress report, 2005. *United Nations Environment Programme, Environmental Effects Assessment Panel. www.rsc.org/pps* Photochem. Photobiol. Sci., 2006, **5**, 13-24.

Vaniceck, K.,T. Frei, Z. Litynska, y A. Schmalwieser. 2000. UV Index for the public. WG4. Action COST-713 on UV Forecasting. Brussels.

Varotsos, C.A, G.J. Chronopoulos, S. Katsikis, y N.K. Sakellariou. 1995. Further evidence of the role of air pollution on solar ultraviolet radiation reaching the ground. *Int. J. Remote Sensing*, **16**, 1883-1886.

Verdebout, J., y J. Grobner. 2004. Satellite-derived UV climatology over Europe: daily doses maps from January 1984 to August 2003. *Proceedings XX Quadrennial Ozone Symposium*. Kos(Greece).

Vergaz, R. 2001. Propiedades ópticas de los aerosoles atmosféricos. Caracterización del área del Golfo de Cádiz. Tesis doctoral. Universidad de Valladolid.

Vogelmann, A.M., T.P. Ackerman, y R.P. Turco. 1992. Enhancements in biologically effective radiation following volcanic eruptions. *Nature*, **359**, 47-49.

Wenny, B.N., V.K. Saxena y J.E. Frederick. 2001. Aerosol optical depth measurements and their impact on surface levels of ultraviolet-B radiation. *J. Geophys. Res.*, **106**, 17311-17319.

Wild, M., H. Gilgen, A. Roesch, A. Ohmura, C.N. Long, E.G. Dutton, B. Forgan, A. Kallis, V. Russak y A. Tsvetkov. 2005. From dimming to brightening: Decadal changes in solar radiation at Earth's surface. *Science*, **308**, 847-850.

Wofsy, S.C., M.B. McElroy, y Y.L. Yung. 1975. The chemistry of atmospheric bromine. *Geophys. Res. Lett.*, **2**, 215-218.

WMO. 1997. Report of the WMO-WHO. Meeting of Experts on Standardization of UV Indices and their dissemination to the public. Les Diablerets, Switzerland, 21-24 June 1997, *World Meteorological Organization, Global Atmosphere Watch*, **127**.

Webb, A.R., B.G. Gardiner, T.J. Martin, K. Leszczynski, J. Metzdorf and V.A. Mohnen. 1998. Guidelines for site quality control of UV monitoring. *WMO/GAW Rep.* **126**, World Meteorological Organization, Geneva, 39.

Zeng, J., R.L. McKenzie, K. Stamnes, M. Wineland, J. Rosen. 1994. Measured UV spectra compared with discrete ordinate method simulations. *J. Geophys. Res.*, **99**, 23019-23030.

APÉNDICES

Apéndice A

Generalidades teóricas

A.1. El espectro electromagnético

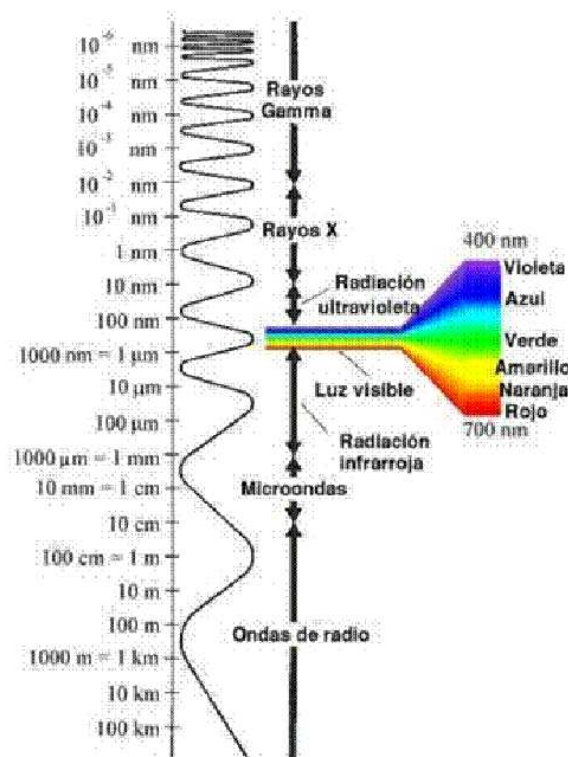


Figura A.1: Espectro electromagnético. Bandas en que se clasifica la radiación. Detalle de la banda espectral visible.

A.2. Magnitudes de radiación

Las magnitudes en las que se mide la radiación presentan algunas variaciones según los textos y autores. Indicamos a continuación un resumen de las definiciones más aceptadas:

Flujo radiante Se define como la potencia radiante emitida por una fuente, razón de energía por unidad de tiempo transportada por un haz o recibida por una superficie.

$$F = \frac{dQ}{dt} \quad (\text{A.1})$$

Se mide en julios/segundo, $J \cdot s^{-1}$ o en vatios, W.

El flujo radiante del Sol es de aproximadamente $3,90 \cdot 10^{26}$ W

Densidad de flujo radiante, es el flujo por unidad de superficie (densidad de energía radiante por unidad de tiempo). Si se considera esta magnitud recibida por una superficie A hablamos de **irradiancia**, E, y si es emitida por dicha superficie hablamos de **emitancia**, M.

$$E = \frac{dF}{dA} \quad (\text{A.2})$$

$$M = \frac{dF}{dA} \quad (\text{A.3})$$

La emitancia de la superficie solar tiene un valor dado en la ecuación A.4,

$$M = \frac{3,90 \cdot 10^{26}}{4 \cdot \pi \cdot (7 \cdot 10^8)^2} = 6,34 \cdot 10^7 W m^{-2} \quad (A.4)$$

La irradiancia que llega a la Tierra puede ser calculada admitiendo que el flujo radiativo es constante. Calculamos el flujo emitido por toda la superficie del Sol y lo dividimos por el ángulo sólido que ocupa la unidad de superficie a la distancia a que se encuentra la Tierra del Sol.

$$E = 6,34 \cdot 10^7 W m^{-2} \cdot \frac{7 \cdot 10^8 m}{1,5 \cdot 10^{11} m} = 1380 W m^{-2} \quad (A.5)$$

En algunos textos, se emplea el langley ($1 \text{caloría}/\text{cm}^{-2}$) por minuto.

La energía radiante recibida por unidad de superficie durante un periodo de tiempo (por ejemplo: 1 hora o 1 día) se llama **irradiación** H:

$$H = \int E dt \quad (A.6)$$

Cuando el haz irradiante no es paralelo, es preciso definir nuevas magnitudes para describir su propagación. Así, se llama intensidad I de una fuente puntual en una dirección dada, al flujo por unidad de ángulo sólido emitido en dicha dirección:

$$dW = \frac{dA}{r^2} \quad (A.7)$$

$$I = \frac{dF}{dW} = \frac{d^2Q}{dt \cdot dW} \quad (\text{A.8})$$

La intensidad se mide en vatios por estereorradián. El flujo total se calculará integrando para el valor del ángulo sólido de la esfera: 4π .

Si la fuente es isótropa, es decir, si la intensidad es la misma en todas las direcciones, el flujo será

$$F = 4\pi \cdot I \quad (\text{A.9})$$

Cuando consideramos recepción procedente de fuentes no puntuales, la irradiancia sobre un elemento de superficie puede consistir en contribuciones de una infinidad de direcciones diferentes. Para ello identificamos la parte de irradiancia procedente de una porción infinitesimal de ángulo sólido. En este caso llamaremos radiancia a dicha irradiancia por unidad de ángulo sólido:

$$I = \frac{dE}{dW} \quad (\text{A.10})$$

I en vatios por metro al cuadrado y por estereoradián.

Magnitudes monocromáticas. La radiación está compuesta de la suma de las contribuciones en diferentes longitudes de onda. La cantidad de estas contribuciones depende de cada longitud de onda λ , por lo que es preciso definir la correspondiente magnitud monocromática. En el caso de la irradiancia monocromática E_λ , por ejemplo, será la

parte del flujo por unidad de área que llegue a una superficie en longitudes de onda comprendidas entre λ y $\lambda + d\lambda$.

$$E_\lambda = \frac{dQ}{dt \cdot dA \cdot d\lambda} \quad (\text{A.11})$$

medido en $W \cdot m^{-2} \cdot \mu m^{-1}$.

Radiancia energética, L , para una fuente no puntual. Es la emitancia de la fuente, en una dirección dada, por unidad de superficie emisora aparente (la superficie puede ser oblicua a la dirección de propagación considerada).

$$L = \frac{dM}{dW \cdot \cos\theta} \quad (\text{A.12})$$

Se mide en $\frac{W \cdot m^{-2}}{\text{estereoradián}}$.

La magnitud homóloga en fotometría se llama ***luminancia o brillo***.

Cuando se hace abstracción de la fuente y se considera solo el haz, esto es, sólo la energía radiante en tránsito, la magnitud homóloga de L se llama ***intensidad específica del haz***, J , y corresponde a la intensidad del haz en una dirección dada por unidad de superficie normal al mismo.

Cuando la radiancia de una fuente es isótropa (independiente de la dirección) se dice que se cumple la condición de Lambert.

$$dA = r \cdot \sin\theta \cdot d\theta \cdot d\lambda \quad (\text{A.13})$$

Para calcular la radiancia total de un hemisferio sobre un punto, utilizando coordenadas

esféricas (ϖ , ángulo cenital, φ , azimuth) el ángulo sólido dW correspondiente a una porción de corona elemental de la esfera unidad se puede escribir teniendo en cuenta que $A = 4\pi r^2$ y que $dA = 8\pi r$, como

$$dW = 2\pi \sin\theta \cdot d\theta \quad (\text{A.14})$$

Recordando la expresión que da la radiación energética, y sustituyendo las magnitudes homólogas referidas a los haces:

$$J = \frac{dE}{dW \cdot \cos\theta} \quad (\text{A.15})$$

$$E = \int W J \cos\theta \cdot dW = 2\pi \int W J \cos\theta \sin\theta \cdot d\theta = 2\pi J \int W \cos\theta \sin\theta \cdot d\theta = \pi \cdot J \quad (\text{A.16})$$

Unidades de medida.

La radiación solar UV puede ser medida como una irradiancia -la potencia incidente sobre una superficie de una unidad de área- en unidades de $W \cdot m^{-2}$, o como una exposición radiante o dosis de energía incidente sobre una superficie de área unidad durante un período de tiempo, en $J \cdot m^{-2}$.

A.3. Leyes básicas de la radiación

Se define el cuerpo negro o radiador perfecto como aquel que absorbe completamente cualquier radiación que incide sobre su superficie y que emite el máximo posible de radiación en todas las longitudes de onda y en todas direcciones.

Se conocía desde hace mucho tiempo que la superficie de todo cuerpo a temperatura superior a 0 grados Kelvin emitía radiación térmica.

Relación entre la temperatura absoluta T y su emitancia (M) (Stefan 1879)

$$M = \sigma \cdot T^4 \quad (\text{A.17})$$

siendo σ la constante de Stefan-Boltzmann cuyo valor es $5,67 \cdot 10^{-8} \cdot W \cdot m^{-2} \cdot grado^{-4}$

Aquí no se tiene en cuenta la emisión en cada longitud de onda.

Wien en 1893, encontró que la intensidad monocromática era función de la temperatura y la longitud de onda mediante una expresión:

$$I(\lambda) = \frac{f(\lambda T)}{\lambda^5} \quad (\text{A.18})$$

Wien también encontró que la longitud de onda del máximo de emisión era inversamente proporcional a la temperatura.

Para obtener la expresión de la función f , en 1900, Rayleigh y Jeans consideraron una cavidad cúbica que contenía ondas electromagnéticas estacionarias con nodos en las superficies metálicas de las paredes, cuya energía obedecía a una ley de distribución de probabilidad de Boltzmann. Suponiendo una distribución continua de estados de energía se llegaba a una ley del tipo:

$$f(\lambda T) = 2c\kappa\lambda T \quad (\text{A.19})$$

siendo:

c la velocidad de la luz, y

$\kappa = 1,381 \cdot 10^{-23} JK^{-1}$, la Constante de Boltzmann.

Sustituyendo esta expresión en la expresión anterior, se ve que para λ pequeñas (que en aquellos años era la radiación ultravioleta), la intensidad monocromática se hacía infinita (fenómeno que denominaron catástrofe ultravioleta).

El problema fue resuelto por Planck en 1901 pasando a la historia algunos conceptos físicos clásicos por él formulados. Suponiendo que las oscilaciones armónicas electromagnéticas sólo podían existir en valores de energía discretos (quanta) de valor hf , siendo h la constante de Planck ($h = 6,63 \cdot 10^{-34} J \cdot s$), y f la frecuencia de la radiación. En este caso, la función obtenida era la siguiente

$$f(\lambda, T) = \frac{2hc^2}{e^{hc/\lambda kT} - 1} \quad (A.20)$$

Expresando la intensidad (radiancia) monocromática del cuerpo negro como B , y sustituyendo la función hallada se obtiene:

$$B(\lambda, T) = \frac{c_1}{(\lambda)^5 (e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)} \quad (A.21)$$

En donde c_1 y c_2 son combinaciones de constantes que valen, respectivamente

$$c_1 = 2hc_2 = 1,191044 \cdot 10^{-8} \quad Wm^{-2}ster^{-1} \cdot cm^{-4} \quad (A.22)$$

$$c_2 = \frac{hc}{k} = 1,438769 \quad Kcm^{-1} \quad (A.23)$$

Ley del desplazamiento del máximo de Wien. Diferenciando la expresión de la intensidad monocromática del cuerpo negro respecto a λ e igualando a cero para obtener el punto en que la emisión es máxima, obtenemos el valor de la longitud de onda máxima para una temperatura del cuerpo emisor como puede verse en la figura A.2. Esta expresión se conoce como ley del desplazamiento del máximo de Wien.

$$\lambda_{max} = \frac{0,2897}{T} \quad (cm) \quad (A.24)$$

Ley de radiación de Rayleigh-Jeans. La región de microondas del espectro con $\lambda > 0,5cm$ es conocida como la región de Rayleigh-Jeans. En ella, teniendo en cuenta que el exponente de la función de Planck es pequeño podemos sustituir la exponencial por el primer término del desarrollo en serie, y se obtiene la expresión obtenida utilizando la

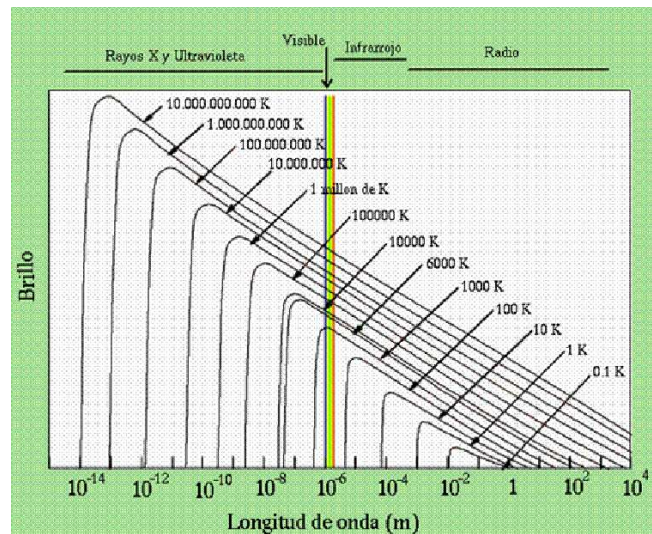


Figura A.2: Ilustración del comportamiento de la ley de radiación del cuerpo negro según la temperatura del cuerpo emisor. La longitud de onda máxima se calcula mediante la ley de Wien en función de esa temperatura.

distribución continua de Boltzmann para las energías. En la práctica se utiliza una expresión lineal respecto a λ .

Ley de radiación de Wien. En el otro extremo del espectro, cuando el valor de la exponencial es suficientemente superior a 1 para valores de λ muy pequeños, ignoramos dicha constante.

$$B(\lambda, T) = c_1 \cdot \lambda^{-5} \cdot e^{-\frac{c_2}{\lambda T}} \quad (\text{A.25})$$

Ley de Stefan- Boltzmann. Si integramos la ley de Planck para todas las longitudes de onda se obtiene la ley de Stefan- Boltzmann. Si representamos en ordenadas la fracción de energía proveniente de longitudes de onda inferiores a λ , y en abscisas el producto $\lambda \cdot T$, se observa que las longitudes de onda inferiores a λ_{max} contribuyen con 23 % del total.

Temperatura de radiación. Si estamos interesados en la temperatura que correspondería a un valor de la radiancia monocromática B_λ será preciso invertir la función de Planck:

$$T = \frac{c_2}{\lambda \ln \frac{c_1}{\lambda^5 * B_\lambda} + 1} \quad (\text{A.26})$$

La temperatura T obtenida se llama **temperatura de brillo** por razones históricas de uso en radioastronomía.

Sensitividad en temperatura. Para una banda del espectro se define un coeficiente α que relaciona la variación en intensidad con la variación en temperatura,

$$\frac{dB}{B} = \alpha \cdot \frac{dT}{T} \quad (\text{A.27})$$

A.4. Establecimiento de equilibrio entre materia y radiación

El comportamiento del **cuerpo negro** representa el límite superior de eficiencia radiativa tanto en absorción como en emisión. Sin embargo, para una λ dada, la emisividad se define como el cociente entre la radiancia emitida real R_λ y la del cuerpo negro B_λ

$$\varepsilon_\lambda = \frac{R_\lambda}{B_\lambda} \quad (\text{A.28})$$

Un **cuerpo gris** es aquel en el que es independiente de la longitud de onda.

Para un cuerpo en equilibrio termodinámico local el total de energía emitida debe ser igual al total absorbido, y esto se debe cumplir para cada longitud de onda. Si el valor a_λ representa el coeficiente de absorción para una λ determinada,

$$R_\lambda = \varepsilon_\lambda \cdot B_\lambda = a_\lambda \cdot I_\lambda \quad (\text{A.29})$$

la condición $I_\lambda = B_\lambda$ implica a su vez $\varepsilon_\lambda = a_\lambda$

esta igualdad se conoce como Ley de Kirchhoff.

Si la radiación incidente sobre una lámina material es sólo parcialmente absorbida, el resto de la radiación puede transmitirse más allá de la lámina o puede ser reflejada. Si I es la radiación incidente, y definimos r_λ y t_λ como los coeficientes de reflectividad y de transmisividad respectivamente, escribiremos:

$$a_\lambda \cdot I_\lambda = I_\lambda - r_\lambda \cdot I_\lambda - t_\lambda \cdot I_\lambda \quad (\text{A.30})$$

$$1 = a_\lambda + r_\lambda + t_\lambda \quad (\text{A.31})$$

Con ello expresamos que como caso general, en la radiación incidente sobre la materia habremos de cuantificar los efectos de absorción, reflexión y transmisión. Para el cuerpo negro $a_\lambda = 1$ y los otros coeficientes valen cero. Un **cuerpo opaco** implica $t_\lambda = 0$.

Teniendo en cuenta la ley de Kirchhoff, sustituyendo el efecto de absorción por la emisión tenemos

$$1 = \varepsilon_\lambda + r_\lambda + t_\lambda \quad (\text{A.32})$$

A.5. Índice ultravioleta

Expresado numéricamente, es equivalente a multiplicar la irradiancia efectiva media (W/m^2) por 40.

Por ejemplo, una irradiancia efectiva de $0,2 W/m^2$ corresponde a un UVI de 8.

Si se da o se predice un valor máximo diario, se deben usar medias de 30 minutos de la irradiancia efectiva para calcular el UVI. Si se presentan medidas directas del UVI se recomienda usar medias de 5-10 minutos.

A.6. Unidades de medida de total de ozono en columna

La medida del ozono contenido en una columna vertical se expresa en Unidades Dobson. Suponiendo que comenzásemos en la cima de la atmósfera a recoger moléculas de ozono y descendiendo hacia la superficie las confináramos en un recipiente ideal (sin masa) tipo cilindro de motor con el pistón dotado de movimiento libre a una temperatura de cero grados centígrados y con una presión exterior de 1013.25 hPa, la altura que alcanzaría el pistón que confina en su interior todas las moléculas de ozono apiladas nos da la medida del contenido total de ozono. La altura o espesor de la capa, expresada en centésimas de milímetro es lo que llamamos Unidades Dobson.

$$1UD = 10^{-5}m \tag{A.33}$$

El valor promedio típico del contenido total de ozono en columna para nuestras latitudes es de 300 UD, lo que equivale a una altura o espesor de la capa que contiene todas las moléculas de ozono de la columna atmosférica de 3 mm.

Las Unidades Dobson, llamadas así en honor de G.M.B. Dobson que comenzó a medir ozono en el año 1924 en Oxford mediante un espectrofotómetro de su invención, se utilizan para medir también contenido total en columna de otros gases presentes en la atmósfera.

Apéndice B

Caso de estudio. Tablas de datos.

A continuación se presentan en tablas los registros de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas, y valores extremos para las estaciones de

- Madrid, tabla B.1,
- Murcia, tabla B.2,
- Zaragoza, tabla B.3,
- La Coruña, tabla B.4,
- Barcelona, tabla B.5.

Fecha	Quincenas	Días	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	90	477	186	912	144
16 ene - 31 ene	2	96	577	241	1146	79
1 feb - 15 feb	3	90	936	318	1608	172
16 feb- 1 mar	4	90	1378	300	1971	417
2 mar- 16 mar	5	89	1811	512	2723	432
17 mar- 1 abril	6	96	2302	662	3849	318
2 abril - 16 abril	7	90	2830	892	4504	470
17 abril- 2 mayo	8	96	3093	987	5209	1087
3 mayo - 17 mayo	9	90	3418	1139	5616	804
18 may - 1 jun	10	90	4129	1007	5815	956
2 jun- 16 jun	11	90	4773	1064	6677	1366
17 jun - 1 jul	12	90	5147	719	6279	2442
2 jul- 16 jul	13	90	5022	669	6075	2920
17 jul - 1 ago	14	96	4641	798	5723	2531
2 ago- 16 ago	15	90	4410	686	5432	1715
17 ago - 1 sep	16	96	3911	568	4773	1881
2 sep - 16 sep	17	90	3175	493	3943	1019
17 sep- 1 oct	18	90	2222	599	3270	536
2 oct - 16 oct	19	90	1844	495	2736	519
17 oct - 31 oct	20	91	1269	312	1932	451
1 nov - 15 nov	21	105	872	335	1427	197
16 nov- 30 nov	22	100	655	207	1021	135
1 dic - 15 dic	23	105	465	167	985	119
16 dic - 31 dic	24	106	397	146	630	72
Extremos absol.					6677	72

Tabla B.1: Valores de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas y valores extremos en la estación de Madrid.

Fecha	Quincenas	Días	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	70	670	227	1038	107
16 ene - 31 ene	2	76	879	217	1258	403
1 feb - 15 feb	3	71	1203	338	1925	290
16 feb- 1 mar	4	75	1530	356	2193	406
2 mar- 16 mar	5	75	1915	537	3113	583
17 mar- 1 abril	6	80	2502	639	3620	556
2 abril - 16 abril	7	68	2915	729	3966	922
17 abril- 2 mayo	8	80	3390	748	4485	1225
3 mayo - 17 mayo	9	75	3731	1066	5290	313
18 may - 1 jun	10	70	4162	1053	5687	813
2 jun- 16 jun	11	81	4810	639	5912	2989
17 jun - 1 jul	12	90	4871	633	5760	2923
2 jul- 16 jul	13	86	4871	551	5650	2599
17 jul - 1 ago	14	96	4671	514	5336	2990
2 ago- 16 ago	15	90	4216	715	5162	1650
17 ago - 1 sep	16	95	3670	660	4553	1041
2 sep - 16 sep	17	86	3185	456	4021	1864
17 sep- 1 oct	18	88	2364	623	3378	415
2 oct - 16 oct	19	80	1928	534	2784	426
17 oct - 31 oct	20	88	1527	360	2156	411
1 nov - 15 nov	21	90	1078	336	1551	231
16 nov- 30 nov	22	86	827	223	1210	90
1 dic - 15 dic	23	82	680	205	1038	130
16 dic - 31 dic	24	85	644	237	1258	68
Extremos absol.					5912	68

Tabla B.2: Valores de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas y valores extremos en la estación de Murcia.

Fecha	Quincenas	Días	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	44	389	161	737	108
16 ene - 31 ene	2	46	673	188	987	194
1 feb - 15 feb	3	39	1056	271	1474	365
16 feb- 1 mar	4	44	1307	320	1817	439
2 mar- 16 mar	5	41	1617	582	2570	401
17 mar- 1 abril	6	47	2317	635	3587	726
2 abril - 16 abril	7	44	2601	869	3717	648
17 abril- 2 mayo	8	42	3240	812	4707	1701
3 mayo - 17 mayo	9	43	3488	1203	5065	585
18 may - 1 jun	10	44	4733	709	5631	2188
2 jun- 16 jun	11	49	4613	1181	6088	1268
17 jun - 1 jul	12	45	5164	594	6053	3155
2 jul- 16 jul	13	58	4906	829	5748	1809
17 jul - 1 ago	14	47	4538	799	5755	1672
2 ago- 16 ago	15	57	4207	580	4993	2465
17 ago - 1 sep	16	56	3553	589	4406	1575
2 sep - 16 sep	17	54	3141	440	3878	1773
17 sep- 1 oct	18	44	2298	554	3010	576
2 oct - 16 oct	19	45	1733	567	2659	212
17 oct - 31 oct	20	44	1220	371	1786	183
1 nov - 15 nov	21	43	868	236	1220	302
16 nov- 30 nov	22	45	636	172	907	157
1 dic - 15 dic	23	47	472	118	701	173
16 dic - 31 dic	24	58	454	138	645	126
Extremos absol.					6088	108

Tabla B.3: Valores de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas y valores extremos en la estación de Zaragoza.

Fecha	Quincenas	Días	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	42	355	119	578	91
16 ene - 31 ene	2	48	460	152	817	169
1 feb - 15 feb	3	44	735	251	1304	329
16 feb- 1 mar	4	44	958	275	1327	242
2 mar- 16 mar	5	33	1364	438	2054	506
17 mar- 1 abril	6	48	1829	614	2778	639
2 abril - 16 abril	7	45	1987	933	3753	346
17 abril- 2 mayo	8	48	2501	814	4311	801
3 mayo - 17 mayo	9	42	2972	954	4710	669
18 may - 1 jun	10	50	3669	1081	5266	1327
2 jun- 16 jun	11	60	4047	1275	5663	849
17 jun - 1 jul	12	59	4203	1284	6021	1316
2 jul- 16 jul	13	59	4088	1131	5648	1305
17 jul - 1 ago	14	64	3891	943	5306	1867
2 ago- 16 ago	15	56	3795	779	5085	1694
17 ago - 1 sep	16	60	3164	699	4449	1313
2 sep - 16 sep	17	56	2635	627	3631	1034
17 sep- 1 oct	18	51	1798	599	2890	508
2 oct - 16 oct	19	57	1395	545	2282	415
17 oct - 31 oct	20	60	957	300	1645	234
1 nov - 15 nov	21	60	635	254	1167	132
16 nov- 30 nov	22	59	454	175	755	114
1 dic - 15 dic	23	60	360	140	673	71
16 dic - 31 dic	24	61	309	100	521	141
Extremos absol.					6021	71

Tabla B.4: Valores de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas y valores extremos en la estación de La Coruña.

Fecha	Quincena	Días	Promedios	Desv estand	Max abs	Min abs
1 ene - 15 ene	1	45	455	154	733	100
16 ene - 31 ene	2	45	674	160	948	219
1 feb - 15 feb	3	45	974	208	1367	535
16 feb- 1 mar	4	41	1160	388	1849	167
2 mar- 16 mar	5	45	1636	538	2566	194
17 mar- 1 abril	6	48	2024	669	3275	220
2 abril - 16 abril	7	45	2251	906	3603	401
17 abril- 2 mayo	8	46	2987	959	4428	675
3 mayo - 17 mayo	9	44	3115	1236	4609	407
18 may - 1 jun	10	58	3914	1052	5135	757
2 jun- 16 jun	11	54	3928	1263	5798	1119
17 jun - 1 jul	12	52	4170	1229	5492	1053
2 jul- 16 jul	13	55	3997	1039	5455	959
17 jul - 1 ago	14	64	4079	885	5416	1027
2 ago- 16 ago	15	55	3733	725	5049	1090
17 ago - 1 sep	16	62	3191	745	4292	681
2 sep - 16 sep	17	53	2568	661	3465	865
17 sep- 1 oct	18	58	2127	655	4088	556
2 oct - 16 oct	19	37	1530	445	2271	264
17 oct - 31 oct	20	56	1223	325	1811	473
1 nov - 15 nov	21	55	799	274	1182	167
16 nov- 30 nov	22	57	615	188	948	106
1 dic - 15 dic	23	56	513	125	694	113
16 dic - 31 dic	24	59	439	136	634	120
Extremos absol.					5798	100

Tabla B.5: Valores de radiación ultravioleta UVB promedio por quincenas y valores extremos en la estación de Barcelona.

Apéndice C

Caso de estudio. Mapas sinópticos

Mapas de presión en superficie y altura geopotencial de la superficie de 500 hPa para el caso de estudio del máximo de radiación UV alrededor del 13 de junio de 1997. Fuente: Reanálisis del NCEP presentado por Wetterzentrale.

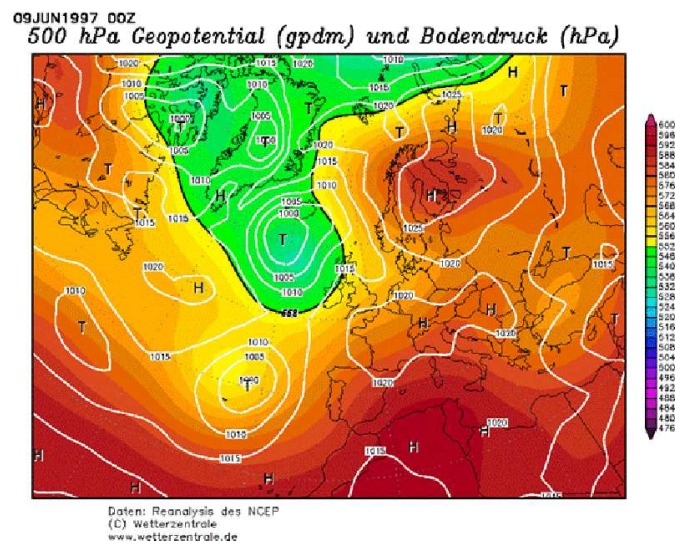


Figura C.1: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 9 de junio de 1997.

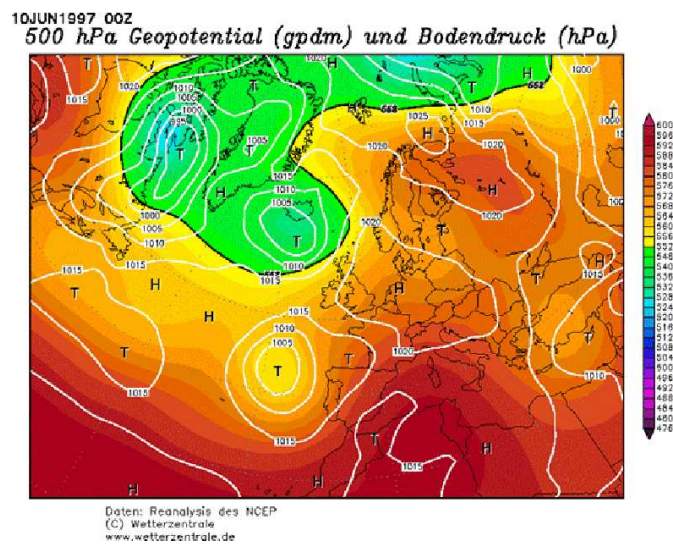


Figura C.2: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 10 de junio de 1997

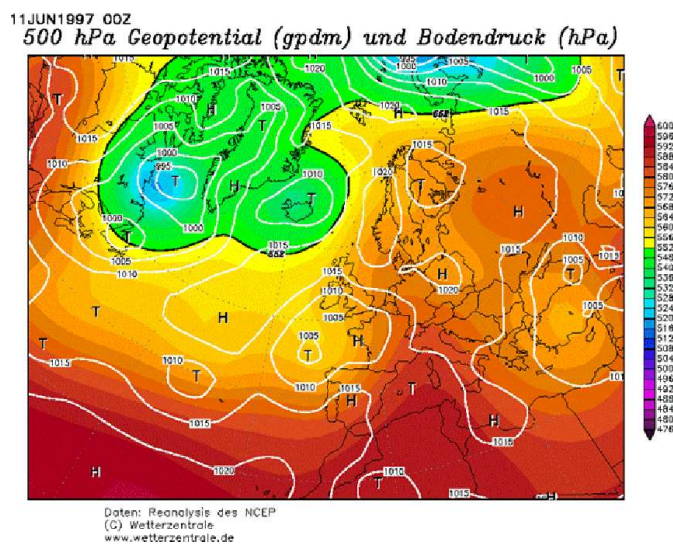


Figura C.3: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 11 de junio de 1997

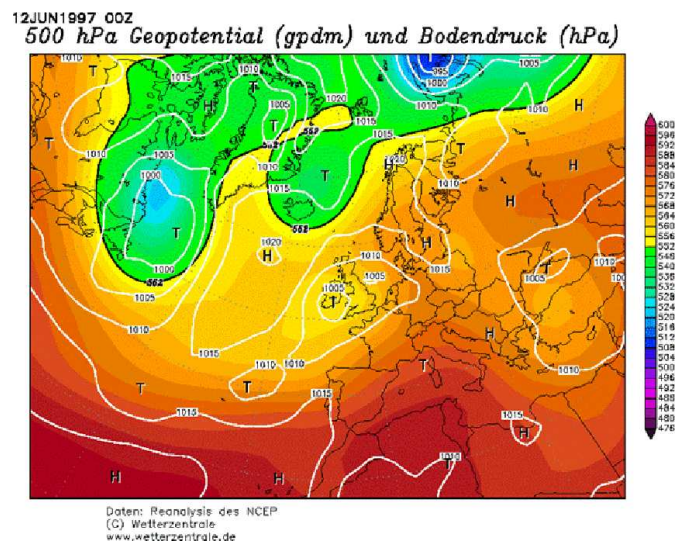


Figura C.4: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 12 de junio de 1997

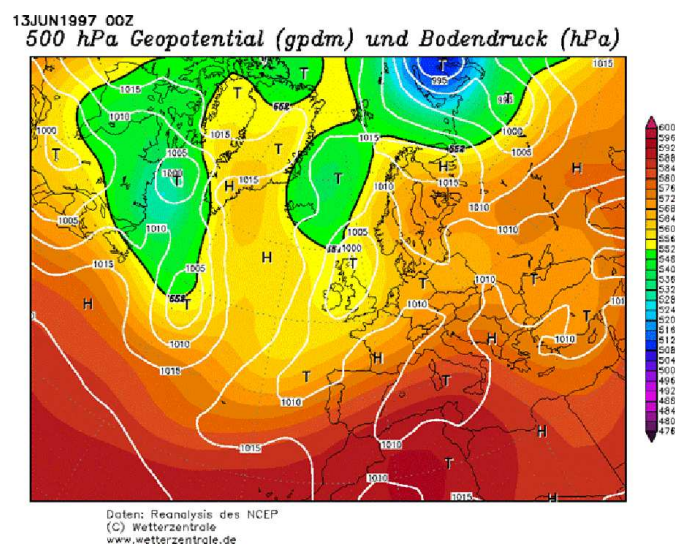


Figura C.5: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 13 de junio de 1997

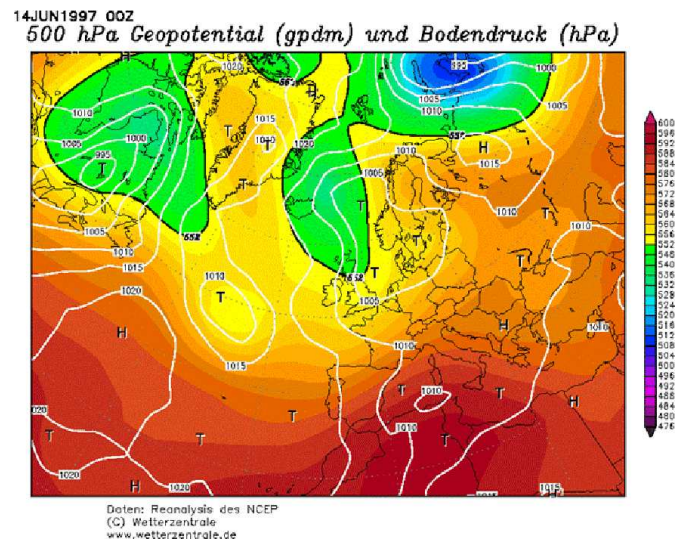


Figura C.6: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 14 de junio de 1997

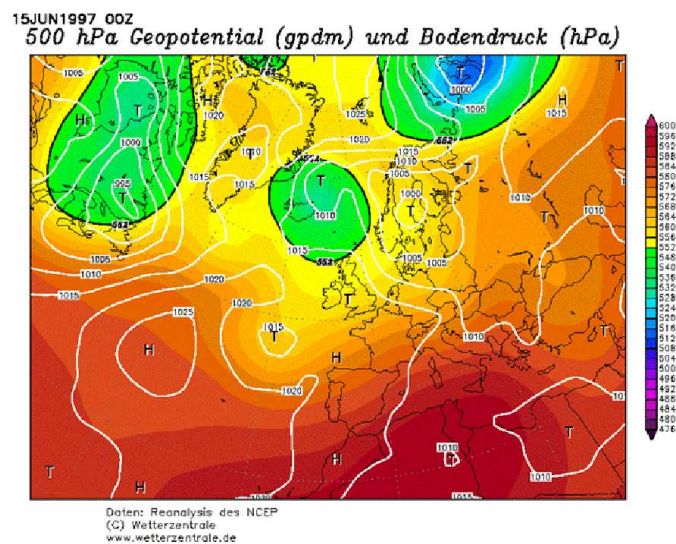


Figura C.7: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 15 de junio de 1997

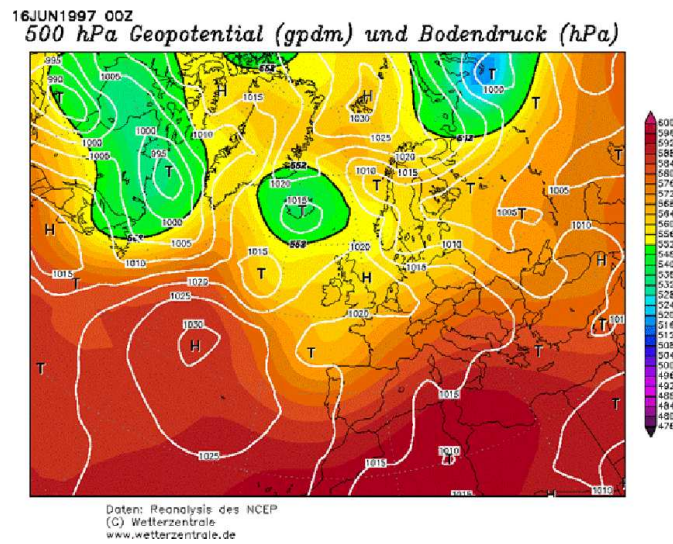


Figura C.8: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 16 de junio de 1997

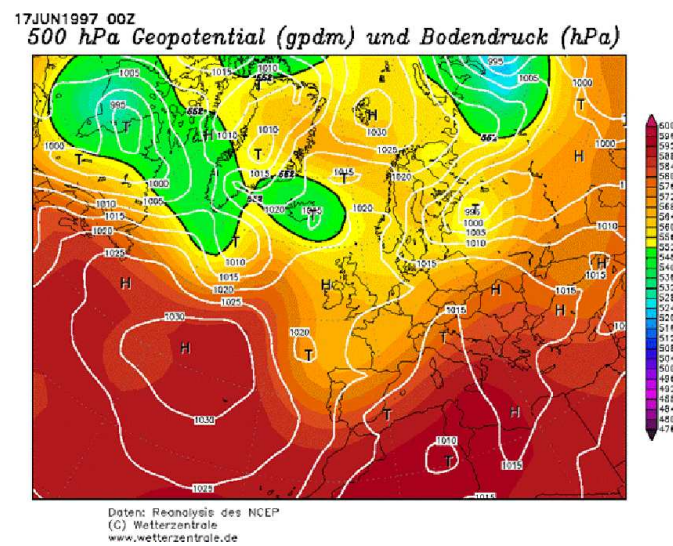


Figura C.9: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 17 de junio de 1997

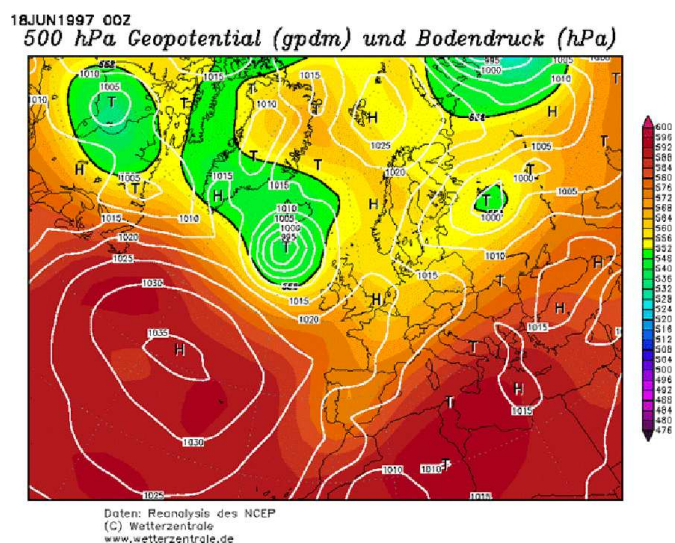


Figura C.10: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 18 de junio de 1997

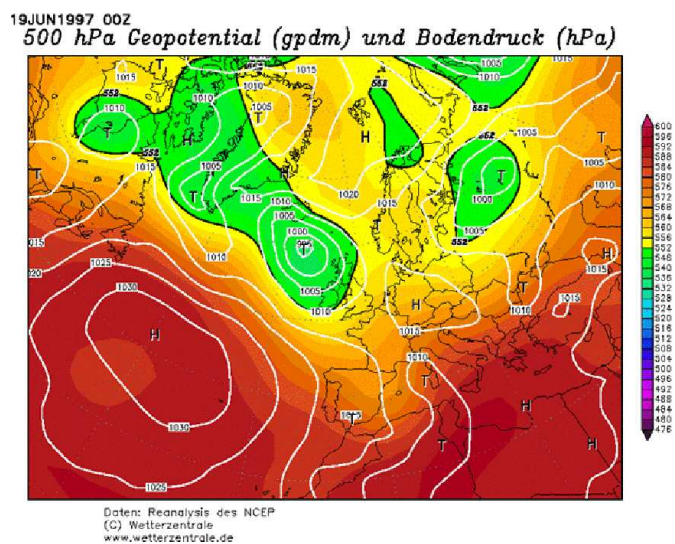


Figura C.11: Mapa de geopotencial en 850 hPa y presión en superficie para las 00Z del 19 de junio de 1997

Apéndice D

Acrónimos

ADN Ácido desoxirribonucleico.

AES Servicio de Meteorología y medio ambiente, Canadá (Atmospheric and Environment Service).

ARIMA Modelos Autorregresivos Integrados de Media Móvil.

ARM Modelos Autorregresivos de Media Móvil.

AVHRR Advanced Very High Resolution Radiometer.

BUV Radiación Ultravioleta Retrodifundida.

CIE Comisión internacional para la iluminación (Commission Internationale de l'Eclairage).

CRN Centro Radiométrico Nacional.

DLR Servicio Aeroespacial Alemán.

ECMWF Centro Europeo de Predicción del Tiempo a Plazo Medio.

ESD División de Estudios Experimentales (Experimental Studies Division).

ETC Constante Extra Terrestre.

FASTRT Fast radiation transfer modeling.

FCR Fundación Catalana para la investigación.

FFT Transformada rápida de Fourier.

FMI Instituto Meteorología de Finlandia.

GAW Vigilancia Global de la Atmósfera (Global Atmosphere Watch)

ICNIRP Comisión Internacional de Radiación No-ionizante

INM Instituto Nacional de Meteorología.

INTA Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial

IOS Internetwork Operating System

MA Modelo de Media Móvil

MED Dosis Eritematogénica Mínima (Minimum Eritematogenic Dose)

MODTRAN Moderate Resolution Transmittance.

MSC Servicio Meteorológico de Canadá (Meteorological Service of Canada)

NASA Agencia espacial de los EEUU de América.

NCEP Centro Nacional para la Predicción Medioambiental. (USA).

NILU Instituto Noruego para la investigación de la atmósfera.

NIVR Agencia holandesa para los programas espaciales.

NOAA National Oceanic and Atmospheric Administration.

OMI Instrumento monitorizador del Ozono.

RAF Factor de Amplificación de la Radiación

SAGE II Stratospheric Aerosol & Gas Experiment.

SBUV UltraVioleta Solar Retrodifundida

STAR System for Transfer of Atmospheric Radiation

TOMS Total Ozone Mapping Spectrometer.

TR Transferencia Radiativa

TUV Tropospheric Ultraviolet and Visible Radiation Model.

UVI Índice Ultravioleta (UltraViolet Index)

UD Unidades Dobson.

UNEP Programa Medioambiental de las Naciones Unidas

WHO Organización Mundial de la Salud (World Health Organization)

WMO Organización Mundial de Meteorología (World Meteorological Organization)

WODC Centro Mundial de Datos de Ozono, (World Ozone Data Center)

WOUDC Centro mundial de datos de ozono y radiación ultravioleta (World Ozone and Ultraviolet Radiation Data Centre)

WUDC Centro de Datos de Radiación UV (World Ultraviolet Data Centre)

YES Yankee Environmental Systems

Apéndice E

Páginas web

MODTRAN *<http://www-vsbm.plh.af.mil/soft/modtran.html>*

FASTRT *<http://www.itek.norut.no/olae/fastrt/>*

Software libRadtran *<http://www.libradtran.org>*

STAR *<http://www.meteo.physik.uni-muenchen.de/strahlung/uvrad/star/star.htm>*

TUV *<http://acd.ucar.edu/models/UV/TUV4.0/index.html>*

Universidad de Tesalónica *<http://lap.physics.auth.gr/ozonemaps2/>*

WOUDC *<http://www.woudc.org/index-e.html>*